J. Alveirinho Dias
E o Azul se fez Homem
I
A Génese do Ambiente
2015

E o Azul se fez Homem

Parte I
A génese do Ambiente

J. Alveirinho Dias

Faro 2015

E o Azul se fez Homem. Parte I - A génese do Ambiente

Disponível on-line em http://dx.doi.org/xxxxxxxxxxxx

Índice

Prefácio

- 1 -

É suposto que um cientista tenha conhecimento completo e exaustivo de alguns assuntos e, por isso, espera-se normalmente que não escreva sobre qualquer outro assunto em que ele não é mestre. Isto é considerado como uma questão de "noblesse oblige". No que se refere a este trabalho, peço para renunciar à "noblesse", se acaso a tenho, e para ser liberto das obrigações consequentes. A razão desta minha atitude é a seguinte: herdamos de nossos antepassados o profundo anseio de obter um conhecimento abrangente. O próprio nome dado às melhores instituições de ensino [Universidades] *faz-nos recordar que, desde a antiguidade e ao longo de muitos séculos, o conhecimento universal tem sido o único a que tem sido dado todo o crédito. Porém, o alargamento, tanto em profundidade como transversalmente, dos múltiplos ramos do conhecimento durante a última centena de anos, coloca-nos num dilema invulgar. Sentimos claramente que só agora começamos a ter material confiável para tentar integrar o somatório de todos os conhecimentos num conjunto unificado; todavia, por outro lado, torna-se quase impossível para uma única mente apreender completamente mais do que uma pequena parte especializada desse conhecimento unificado. Não vejo outra solução para este dilema do que alguns de nós se aventurarem a fazer sínteses dos factos e das teorias, mesmo que o faça utilizando conhecimentos em segunda mão e, por vezes, incompletos, correndo o risco de fazer figura de tolo. Por isso o meu pedido de desculpas* [157].

Com a devida vénia, faço minhas as palavras que, em 1944, o físico austríaco Erwin Schrödinger (1887 – 1961) escreveu no prefácio do seu livro "What is Life?". Seguramente de forma muito mais elegante do que eu o poderia fazer, o insigne cientista expressa bem a necessidade premente de se tentarem efectuar sínteses holísticas do conhecimento, transversais à várias disciplinas em que, por necessidade de se manter o imprescindível rigor, a Ciência tem vindo a ser dividida. As palavras de Schrödinger, redigidas no final da 2ª Grande Guerra, quando ainda se estava apenas a iniciar a ultra-especialização, revelam bem que, já nessa altura, se sentia a imprescindibilidade de unificar os diferentes conhecimentos por forma a podermos aceder a visões mais claras e concisas da realidade em que estamos inseridos. Porém, tal como é referido nesse texto, tal constitui um dilema, que se reveste ainda de maior acutilância passados quase três quartos de século. Conjugar a ultra-especialização com a universalidade do conhecimento é extremamente difícil, mas é tarefa que tem

obrigatoriamente que ser concretizada, e não há outra solução do que “alguns de nós se aventurarem” por esse caminho, mesmo “correndo o risco de fazer figura de tolo”.

Nas florestas tropicais há grande variedade de árvores. Se alguém eleger determinada espécie como objecto dos seus estudos e se for devidamente competente, adquirirá grande conhecimento sobre o funcionamento dos diferentes sistemas que compõem essa espécie de árvores, desde a forma como o sistema radicular absorve os necessários nutrientes até aos processos fotossintéticos que ocorrem na folhagem. Pode dizer-se que adquire, assim, um conhecimento ultra-especializado. Porém, para perceber bem a forma como essa espécie de árvores funciona, é imprescindível integrar os conhecimentos adquiridos com as características do meio. Só olhando para a árvore no contexto da floresta, do clima que proporciona esse desenvolvimento florestal, do solo que alberga as raízes que a sustentam, da fauna que lhe fornece muitos dos nutrientes necessários e com frequência dispersa as sementes, e de mais uma incontável quantidade de factores, é que se consegue perceber bem como essa espécie de árvores funciona no contexto da floresta. Porém, é impossível que alguém ultra-especializado consiga estudar todas as inter-relações existentes, sem recorrer, como diz Schrödinger, a “conhecimentos em segunda mão e, por vezes, incompletos”.

O trabalho de que agora se apresenta a primeira parte tem precisamente esse cariz: o de tentar constituir uma síntese holística dos conhecimentos sobre o Ambiente e, portanto, sobre a Terra e, consequentemente, sobre o próprio Homem. Para tal, é preciso que o autor saia da sua “esfera de conforto” e se aventure em campos que não domina, recorrendo com frequência a “conhecimentos em segunda mão e, por vezes, incompletos”. Embora plenamente consciente das dificuldades inerentes, e correndo o risco de não conseguir atingir os objectivos almejados e “fazer figura de tolo”, o autor segue a senda de muitos outros, e dispôs-se a responder à chamada de Schrödinger quando diz que é preciso que “alguns de nós se aventurem a fazer sínteses dos factos e das teorias”, ou seja, utilizando terminologia mais em uso actualmente (que adquiriu foros de modismo), que se aventurem a fazer sínteses holísticas.

- 2 -

O autor está plenamente consciente de que o trabalho de que agora se apresenta a primeira parte é bastante ambicioso. Constitui, na realidade, uma “never ending story”, por um lado porque é de tal complexidade e extensão que não se sabe quando poderá ser finalizado, por outro lado porque a Ciência está em permanente evolução, seguindo o ritmo de ampliação de conhecimentos uma função exponencial. Assim, qualquer síntese de saberes que seja

efectuada fica logo desactualizada, pois que novas informações relevantes foram já publicadas.

Voltando a recorrer a Schrödinger, agora ao seu célebre paradoxo do gato vivo-morto encerrado numa caixa, que só se sabe se está vivo ou morto quando o cientista abre a caixa, o texto que agora se publica é, como se referiu, a primeira parte de um trabalho bastante maior. As outras partes estão, como o gato de Schrödinger, num estado que é superposição de dois estados, combinando 50% de "gato vivo" e 50% de "gato morto". Só abrindo a caixa do futuro se poderá saber se as outras partes estão “vivas” (foram publicadas) ou “mortas” (não passaram a fase da intenção).

- 3 -

Como foi referido mais acima, o autor tem plena consciência que a tentativa de aceder a um conhecimento mais globalizante, perpassando por várias disciplinas do espectro curricular académico clássico, é ambiciosa. Como é evidente, o amplo leque de saberes necessários para tal desiderato transcende, em muito, as competências intrínsecas do autor. Consequentemente, o trabalho deve ser interpretado como apenas uma tentativa (bem intencionada mas, obviamente, limitada) de efectuar uma abordagem integrando perspectivas diferenciadas.

Em tal abordagem complexa, por certo que se cometeram vários erros, se verificaram várias imprecisões, se efectuaram interpretações dúbias, se olvidaram elementos e aspectos importantes e, eventualmente, se seguiram linhas de raciocínio contestáveis e, por isso, passíveis de serem objecto da sempre fecunda crítica que faz avançar os saberes. É o ónus que é inevitável pagar quando nos arriscamos a trilhar vias ainda mal consolidadas, mas o bónus de perceber um pouco melhor o mundo em que estamos inseridos é altamente compensador.

O autor está plenamente consciente de que é possível fazer muito mais e muito melhor. Assim, ficará muito grato a todos os que puderem indicar-lhe a existência de erros, de imprecisões e de eventuais omissões, bem como sugestões que propiciem a elaboração de uma versão mais robusta e consolidada do trabalho.

- 4 -

No decurso da elaboração deste trabalho afigurou-se por vezes relevante fazer transcrições de certas passagens mais marcantes de textos de alguns investigadores. Pareceu-nos que a opção de transcrever essas passagens na língua original (inglês, francês, alemão e outras) poderia ser

limitativa, pois que nem todos os leitores dominam essas línguas. Optou-se, portanto, por traduzir para português esses pequenos textos, não em tradução literal, nem sequer rigorosa, mas sim em tradução livre, tentando manter ao máximo as ideias neles contidos. As duas opções (tradução literal e tradução livre) têm vantagens e inconvenientes, mas atendendo ao carácter de divulgação deste trabalho, pareceu-nos mais apropriada a segunda opção.

- 5 -

O autor deixa aqui expresso o seu profundo agradecimento ao Prof. Galopim de Carvalho, que pacientemente procedeu à leitura crítica de uma versão prévia dos textos que se seguem. Mestre que muito me ensinou da ciência e da vida ao longo de mais de quatro décadas, colega de muitas lutas e aventuras desafiantes que fomos enfrentado (principalmente nos finais da década de 80 e inícios da de 90, com o Grupo DISEPLA – Dinâmica Sedimentar da Plataforma), e amigo com palavras e actos reiteradamente comprovadas, mais uma vez demonstrou a pessoa de excepção que efectivamente é.

Intróito

No dia 12 de Agosto de 1977, de Cabo Canaveral, na Florida, foi lançada para o espaço a sonda Voyager 2. Duas semanas depois foi lançada a sua irmã gémea, a sonda Voyager 1. O objectivo da missão que integrava as duas sondas era o de explorar os planetas externos do sistema solar, seguindo depois para o espaço interestelar. Prevendo a possibilidade de, num futuro distante, uma dessas sondas ser eventualmente encontrada por outros seres vivos inteligentes, em cada uma foi colocado um disco de cobre revestido a ouro (Figura I.1), contendo imagens e sons da Terra, saudações em 55 línguas (incluindo a portuguesa), bem como instruções iconográficas sobre a forma de tocar o disco, a localização do sistema solar relativamente a 14 pulsares, e o desenho de um átomo de hidrogénio.

As Voyager cumpriram a sua missão primária com pleno êxito, produzindo valiosíssimos resultados científicos. Actualmente encontram-se fora do sistema solar, a Voyager 1 a mais de 20 mil milhões de quilómetros do Sol e a Voyager 2 a cerca de 17 mil milhões de quilómetros. Após mais de 38 anos do seu lançamento, continuam a receber comandos de rotina e a transmitir dados para a Terra.

Figura I.1 – O disco dourado transportado pelas duas sondas Voyager.

Quando a Voyager 1 tinha já passado a órbita de Plutão e estava a entrar na distante periferia do sistema solar, a pedido do conhecido cientista Carl Sagan (1934 – 1996), a 14 de Fevereiro de 1990 foram enviadas instruções a essa sonda para virar a sua câmara para trás e tirar fotografias dos planetas que havia visitado. Com as cerca de 60 imagens obtidas a NASA criou um mosaico único do nosso sistema Solar. Numa das imagens recebidas, por entre o

granulado e no meio das bandas resultantes da difracção da luz solar nas lentes da câmara, surge um pequeno ponto brilhante com a dimensão de um pixel, um "pálido ponto azul" como lhe chamou Carl Sagan, que é a nossa Terra (Figura I.2), o planeta que nos gerou e que co-habitamos, vista a 6,4 mil milhões quilómetros de distância.
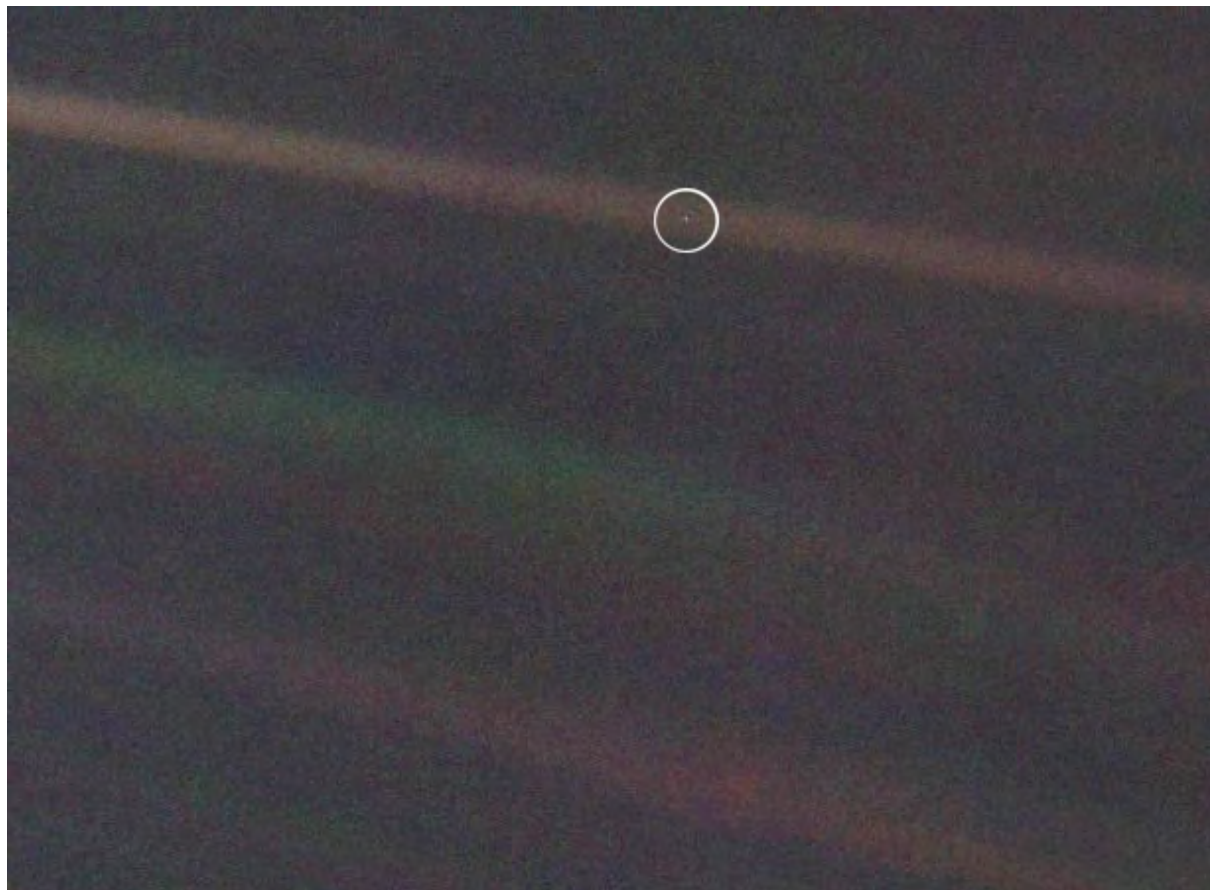
Figura I.2 – A Terra vista de 6,4 mil milhões quilómetros de distância, que aparece como um "pálido ponto azul". A imagem foi composta com três fotografias diferentes utilizando filtros azul, verde e violeta.

Esta imagem suscita reflexões aprofundadas sobre a nossa existência e a nossa importância no mundo e no Universo. Vivemos num pequeno e pálido ponto azul, que é um dos vários planetas que orbita o Sol, a qual é uma estrela entre outros 100 mil milhões de estrelas que compõem a galáxia, que é apenas uma das mais de 200 mil milhões de galáxias que existem no universo.

Porém, como referiu Carl Sagan no início do seu livro precisamente intitulado "Pálido Ponto Azul", *vista a esta distância, a Terra pode parecer não ter qualquer interesse particular. Mas para nós, é diferente. Considere-se novamente esse ponto. Esse ponto é o aqui. É a nossa casa. Somos nós. É nele que todos os que amamos, todos os que conhecemos, todos de quem se ouviu falar, todos os seres humanos que existem e já existiram, vivem e viveram as suas*

vidas. É o conjunto da nossa alegria e sofrimento, de inúmeras religiões confiantes, de ideologias e de doutrinas económicas, de todos os caçadores e colectores, de todos os heróis e covardes, de todos os criadores e destruidores de civilizações, de todos os reis e camponeses, de todos os casais jovens apaixonados, de todas as mães e pais, de todas as crianças cheias de esperança, de todos os inventores e exploradores, de todos os professores de moral, de todos os políticos corruptos, de todas as "superstars", de todos os líderes supremos, de todos os santos e pecadores que existiram na história da nossa espécie, ali - num grão de poeira suspenso num raio de Sol.

(...). *Pense nos rios de sangue derramados por todos aqueles generais e imperadores, para que, na sua glória e triunfo, pudessem ser senhores momentâneos de uma fracção de um ponto. Pense nas crueldades sem fim infligidas pelos moradores de um canto deste pixel aos praticamente indistinguíveis moradores de algum outro canto, quão frequentes seus desentendimentos, quão ávidos de se matarem uns aos outros, quão ardentes os seus ódios. As nossas posturas, a nossa suposta auto-importância, a ilusão de termos qualquer posição de privilégio no Universo, são desafiadas por este pontinho de luz pálida. O nosso planeta é um grão solitário na imensa escuridão cósmica que nos cerca. Na nossa obscuridade, em toda esta vastidão, não há indícios de que vá chegar ajuda de qualquer outro lugar para nos salvar de nós próprios.*

A Terra é o único mundo conhecido, até hoje, que abriga vida. Não há outro lugar, pelo menos no futuro próximo, para onde a nossa espécie possa emigrar. (...). *Gostemos ou não, a Terra é onde temos que viver* (...). *Talvez não haja melhor demonstração da tolice das vaidades humanas do que esta distante imagem de nosso mundo minúsculo. Para mim, ressalta a nossa responsabilidade de nos tratarmos melhor uns aos outros e de preservarmos e protegermos o "pálido ponto azul", o único lar que conhecemos* [151].

Foi este "pálido ponto azul" que, através de uma conturbada evolução de mais de 4,5 mil milhões de anos, acabou por criar o Homem. Somos um produto do "pálido ponto azul". É errado pensar que existe o Homem e a Terra. Não são entidades separadas; são uma e única entidade. O Homem é apenas uma das muitas partes integrantes desse sistema complexo que é a Terra. O Homem é apenas uma das 30 milhões de espécies que se estima existirem no nosso planeta, das quais apenas 3 milhões estão cientificamente classificadas.

Em 1972 o químico britânico James E. Lovelock (1919 -) elaborou uma teoria segundo a qual o complexo sistema Terra, com a sua multiplicidade de processos biogeoquímicos, se comportaria como um organismo vivo, que designou por Gaia (que, na mitologia grega, era a

Mãe Terra). Gaia seria um sistema complexo de auto-regulação em que os organismos vivos co-evoluíram em conjunto com o ambiente em que estavam integrados. *Os seres vivos influenciam o seu ambiente abiótico e, por seu lado, esse ambiente influencia o biota através de mecanismos darwinianos* [101]. Sem entrarmos em pormenores, pode-se avançar que foi através destas relações complexas entre os diferentes componentes constitutivos de Gaia que se foram desenvolvendo processos que criaram a vida na Terra, que essa vida gerou o oxigénio atmosférico e a camada de ozono sem a qual dificilmente existiria vida à superfície, que os organismos aeróbicos foram atingindo formas cada vez mais complexas que acabaram por colonizar as terras emersas, que a vida foi evoluindo até aparecerem seres com capacidades cognitivas únicas, ou seja, até nos gerar a nós, homens.

Gaia e o "pálido ponto azul" são uma única e mesma coisa. Foi aí que o Homem, esse ser com capacidades cognitivas únicas, evoluiu tecnologicamente até ao ponto de se tornar o principal agente modelador da Terra. São essas capacidades cognitivas únicas que nos conferem a nós, homens, responsabilidades muito especiais para com o nosso planeta e para connosco próprios. Pelo menos desde meados do século XX que estamos a interferir de forma cada vez mais significativa com grande parte dos componentes desse organismo complexo que é Gaia. A interferir de forma que pode ser perigosa. Perigosa não para Gaia que, através dos seus mecanismos de auto-regulação, a tudo o que pudermos fazer conseguirá resistir, e continuará a viver preservando a vida. Perigoso sim, mas para nós próprios, que com nossas acções podemos destruir a civilização que criámos e, mesmo, provocar nossa extinção. Se tal acontecesse, Gaia continuaria a existir como "pálido ponto azul", preservando a vida, outras formas de vida, que, eventualmente, adquiririam capacidades cognitivas avançadas, e que porventura adoptariam tipos de actuação mais consonantes com os outros elementos constitutivos de Gaia e, portanto, com a sua preservação.

Para que nós, homens, possamos adoptar procedimentos mais adequados à manutenção da nossa espécie e dos seus princípios civilizacionais, é essencial que conheçamos melhor o nosso planeta e, por consequência, a nós próprios. O ambiente em que vivemos é, de certa forma, a síntese de todos os processos biogeoquímicos que têm e tiveram lugar no nosso planeta. Integra portanto, como é bem sabido, também todos os processos desenvolvidos por nós, homens. Sabendo que o ambiente em que vivemos está a ser alterado pelas nossas acções, alterações essas que, muitas vezes, revelam ser a nossos desfavor, é importante que mudemos procedimentos por forma a garantir os nossos princípios civilizacionais e, mesmo, a nossa existência. Para tal, é ponderoso que conheçamos bastante melhor (todos nós) o

ambiente do qual dependemos, e tal só pode ser conseguido através da investigação científica, da circulação transversal das informações assim obtidas e do aumento da literacia científica da sociedade (incluindo, obviamente, a da classe politica e a da população em geral). Quanto melhor conhecermos o ambiente, mais correctos e acertados poderão ser os nossos procedimentos e, por conseguinte, maiores serão as garantias de manutenção dos princípios civilizacionais e da nossa existência.

As condições de nascimento e da infância de qualquer pessoa têm influência determinante no que será a vida dessa pessoa. O mesmo se passa com o planeta que co-habitamos, a Terra. Para percebermos melhor a forma como Gaia funciona, como nos criou, como nos acolhe e garante a nossa subsistência, precisamos de conhecer o melhor possível a sua história, a história do "pálido ponto azul". É esse o intuito deste modesto trabalho: apresentar, de forma necessariamente abreviada e linguagem tanto quanto possível acessível aos cidadão não especializados nestas matérias, essa história complexa, desde a formação inicial até ao aparecimento do Homem e até aos tempos actuais, em que, pelo que os dados permitem deduzir, estamos a modificar o ambiente de forma irreversível à escala humana.

Pode dizer-se que Gaia é azul. É a cor que mais identifica a Terra vista com os nossos olhos. Azuis são os oceanos, o que faz com que, vista do espaço, a tonalidade dominante do planeta seja o azul (um "pálido ponto azul"). Azul é o céu, pois que essa cor (devido ao seu comprimento de onda) é mais difractada do que as outras pelas moléculas da atmosfera. Assim, pode dizer-se que o Azul é, de certa forma, a cor identificativa da Terra, de Gaia, do Planeta Oceano, do “pálido ponto azul”.

No princípio era o Verbo (...) *E o Verbo se fez carne* ..., diz-se no início do Evangelho de S. João. De forma análoga, referindo-nos à história da Terra que nos produziu, poderemos dizer “E o Azul se fez Homem ...”

E o Azul se fez Homem

I A génese do Ambiente

I.1. O nascimento da Terra

É hoje praticamente consensual na comunidade científica que o Sol se constituiu a partir de uma nuvem de gás e poeiras (uma nebulosa solar), teoria que foi originalmente formulada em 1755 [82] pelo filósofo prussiano Immanuel Kant (1724 - 1804), com base nos princípios da Mecânica de Newton. As modernas técnicas isotópicas permitem deduzir que tal aconteceu há pouco mais de 4,5 mil milhões de anos, pois que os materiais sólidos datados mais antigos do sistema solar têm idades dessa ordem [*e.g.*, 15; 17], tendo o mais antigo material meteorítico até agora detectado idade de 4,5672 ± 0,0006 mil milhões de anos [112].

Embora o conjunto completo de processos intervenientes seja ainda pouco conhecido e a cronologia exacta careça ainda de maior precisão, a sequência de acontecimentos parece ter sido relativamente rápida.

Possivelmente, a constituição inicial do corpo estelar do nosso sistema teria demorado menos de 1 milhão de anos (Ma) [112] e o início da formação dos corpos do sistema solar teria ocorrido na mesma altura, embora de forma mais lenta. Por colapso gravitacional, a nuvem molecular (e de poeiras) que constituía a nebulosa solar teria começado a rodar em torno da estrela em formação, adquirindo forma mais achatada. Nestas condições, devido à atracção gravitacional entre os inúmeros elementos presentes na aludida nuvem de partículas, ter-se-iam começado a constituir planetesimais (elementos sólidos maiores) que, orbitando o Sol de formas heterogéneas, chocavam frequentemente uns com os outros, atraindo os maiores os corpos mais pequenos. Por acreção, alguns dos planetesimais foram progressivamente aumentando de dimensões, convertendo-se em planetóides e protoplanetas e, posteriormente, em verdadeiros planetas. Através destes processos, o sistema planetário que orbita o Sol ter-se-ia constituído, na essência, em cerca de 100 milhões de anos após a formação dessa estrela [112].

As informações objectivas que temos desses tempos recuados são relativamente escassas e derivam, essencialmente, do estudo de meteoritos. Os conhecimentos assim adquiridos

parecem indicar que a segregação do planeta Terra se verificou cerca de 60 Ma após o início da formação do sistema solar, tendo o processo de acreção principal demorado uns 10 a 20 Ma [e.g., 201]. Assim, pode dizer-se que a Terra nasceu há aproximadamente 4,5 mil milhões de anos [e.g., 117].

Existindo já como corpo planetário, a consolidação do nascimento da Terra foi bastante conturbada. A paisagem era densamente pontilhada por vulcões em erupção, correspondendo a sua superfície, na maior parte, a massas incandescentes de materiais fundidos, mas onde sobressaía, também, grande quantidade de crateras, de todos os tamanhos, resultantes do intenso bombardeio de asteróides e de explosões vulcânicas. As enormes quantidades de calor geradas pelos aludidos impactos com corpos provenientes do espaço inibiam que a maior parte das rochas fundidas solidificassem à superfície. A atmosfera era constituída por azoto, amónia, hidrogénio, monóxido de carbono, metano e vapor de água expelidos pelos vulcões, além de grande quantidade de enxofre. Era, em certo sentido, uma visão do inferno, pelo que o geólogo norte-americano Preston Cloud (1912 - 1991) designou estes primeiros tempos da Terra, em 1972, por Hadeano [38], recorrendo ao termo *Hades* da mitologia grega, que designava tanto o mundo inferior ou submundo (os infernos da terminologia posterior), como o deus que governava esse mundo.

I.2. O nascimento da Lua

Embora a Terra estivesse já constituída como planeta e manifestasse tendência para arrefecimento da sua superfície, o processo de acreção prosseguia através da integração da grande quantidade de materiais que nela caiam, provenientes do espaço. Há 4,5 mil milhões de anos a Terra em contínuo crescimento teria já cerca de metade da massa actual. Foi mais ou menos nessa altura que se verificou uma enorme colisão de um planetóide com a Terra [67], que, entre outras consequências, provocou a inclinação do seu eixo rotação e deu origem à formação da Lua. Tal inclinação viria a revelar-se absolutamente determinante para dotar o nosso planeta com as características que lhe conhecemos, que mais tarde contribuiriam para o desenvolvimento da biosfera e que, muito mais recentemente, culminaram no aparecimento do próprio homem.

Esse planetóide, com dimensões semelhantes à de Marte e que descrevia uma órbita análoga à da Terra, foi apelidado pelo geoquímico britânico Alexander Halliday, em 2000, por Teia [61] em clara alusão à titânide com esse nome, da mitologia grega, mãe de Selene, a deusa da Lua.

Há divergências de pormenor sobre a data precisa em que tal colisão ocorreu, mas neste aspecto não estamos limitados ao estudo dos meteoritos que eventualmente chegaram à Terra. As datações de rochas que os astronautas trouxeram da Lua entre 1969 e 1975 e a análise geoquímica comparativa dessas rochas com as da Terra permitem elaborações mais cuidadas. Esses dados sugerem que, há cerca de 4,45 mil milhões de anos, a Lua existia já como corpo planetário [192]. As diferentes estimativas para a data da colisão variam entre 4,44 e 4,51 mil milhões de anos [e.g., 31; 62; 63], ou seja, “apenas” cerca de 30 a 100 Ma após a condensação dos primeiros sólidos do sistema solar [*e.g.*, 62; 76; 176;179; 201].

Na sequência dessa grande colisão de Teia com a Terra, o núcleo férrico do planetóide teria mergulhado profundamente, acabando por se integrar no da Terra, e grande parte do seu manto ter-se-ia fundido ao do nosso planeta. Porém, porção significativa do material, talvez equivalente a 20% da massa original de Teia, teria sido ejectado, ficando em órbita terrestre, tendo a maior parte rapidamente coalescido (num período não superior a um século), acabando por formar a Lua [29; 30]. É mesmo possível que o processo de criação da Lua tenha sido mais complexo. É provável que nem todo o material do anel de detritos resultantes da colisão, que orbitava a Terra, se tenha coalescido rapidamente para formar o nosso satélite natural. O facto da crosta lunar do lado mais afastado da Terra ser cerca de 50 km mais espessa do que a do lado mais próximo sugere que, na altura, além da Lua, se teria constituído

um outro satélite (uma segunda lua) cerca de 1 000 km de diâmetro, num dos pontos gravitacionalmente estáveis do sistema Terra-Lua (pontos lagrangianos, em que as forças gravitacionais das massas equilibram a aceleração centrípeta). Após algumas dezenas de milhões de anos, as duas luas teriam sido sujeitas a uma colisão de baixa velocidade, tendo a menor sido integrada no que é agora o lado oculto da Lua [81].

A colisão de Teia com a Terra induziu, como se referiu, aumento significativo da massa terrestre e, consequentemente, também, do seu momento angular (grandeza física associada à rotação e translação, relacionado com a distribuição da massa e com sua velocidade angular).

Independentemente de qual fosse a velocidade de rotação e a inclinação do eixo da Terra antes da colisão, esta fez com que esse eixo ficasse mais inclinado relativamente ao plano da eclíptica, que o movimento de rotação fosse retardado (acrescentando, na altura, mais cerca de 5 horas à duração do dia), e que o equador da Terra e a órbita da Lua se tenham tornado aproximadamente coplanares [81].

Como se disse mais acima, foram alterações absolutamente decisivas para toda a história posterior da Terra. Basta recordar que a obliquidade (a inclinação do eixo de rotação) determina as diferentes quantidades de energia solar que o planeta recebe na zona equatorial e nas regiões polares. Se essa inclinação tivesse adquirido valor muito diferente dos cerca de vinte e três graus, o nosso clima ter-se-ia tornado inóspito, provavelmente inibidor do desenvolvimento de vida superior. Neste caso, uma possibilidade extrema teria sido a do congelamento dos oceanos, deixando a Terra numa fase glaciária permanente [*e.g.*, 22]. Por outro lado, a influência da Lua fez com que a obliquidade da Terra tivesse ficado rapidamente estabilizada. Caso o nosso planeta não tivesse adquirido o seu satélite natural, as influências astronómicas (ressonâncias orbitais e várias outras) teriam imprimido à inclinação do eixo comportamento variável mais ou menos caótico, com a obliquidade a variar, possivelmente, ente 0º e cerca de 85º talvez nalguns milhões de anos, o que induziria modificações climáticas de muito grande amplitude. Nestas condições, a evolução da vida tornar-se-ia difícil, até porque ocorreriam com frequência rápidas extinções em massa. A existência da Lua permitiu a estabilização do eixo de rotação em torno dos 23º, apenas com pequenas variações inferiores a 2º, tornando-a, assim, num dos principais reguladores climáticos da Terra [97]. O nosso planeta adquiriu, desta forma, condições de equilíbrio, sem as quais muito dificilmente os seres vivos teriam evoluído até formas superiores.

Assim, o mundo é tal como o conhecemos devido a essa grande colisão do planetóide Teia com a Terra logo no início da existência desta. É devido a esse evento altamente energético

que hoje temos as estações do ano e, por consequência, as épocas das sementeiras e das colheitas, a beleza multicolorida das florações primaveris, os períodos balneares estivais que nos permitem usufruir das ondas de águas tépidas percorrendo nossos corpos, e toda uma série vasta de actividades que tipificam de forma indelével a nossa vida contemporânea. Foi devido a essa colisão que temos as marés lunares, sendo relevante referir que os charcos de maré, isto é, as zonas deprimidas que permanecem inundadas após a maré baixar, tiveram importância fundamental para que alguns organismos marinhos tivessem a possibilidade de se adaptar ao ambiente subaéreo (de terra firme). Foi também devido a essa colisão que existem os movimentos migratórios de muitos animais (aéreos, terrestres e marinhos), nomeadamente os das andorinhas que, na Primavera, com seus voos acrobáticos e a construção ou ocupação dos ninhos nos beirais de nossas casas nos transmitem implicitamente mensagens de uma Natureza em renovação. Foi Teia também a responsável pela existência das florestas caducifólias (de árvores de folha caduca) que, no período outonal, principalmente nas latitudes médias, nos inebriam a visão com o espectáculo matizado das folhas que, prestes a cair, abandonam o verde típico e adquirem tonalidades policromáticas, numa maravilhosa paleta de amarelos e castanhos cromatizados com tons laranja, vermelho e roxo. Foi ainda a colisão com esse planetóide que, em muito, determina a época das monções, bem como a existência, nos rios, dos períodos de cheia e consequente desenvolvimento das planícies fluviais aluviais, que foram absolutamente essenciais na génese das primeiras civilizações. Em síntese, foi devido à colisão de Teia com a Terra que temos o mundo que conhecemos, esse mundo que, num processo que demorou cerca de 4,5 mil milhões de anos, acabou por nos gerar a nós próprios.

De forma metafórica, pode dizer-se que a colisão de Teia com a Terra correspondeu ao acto de concepção do ambiente terrestre. De certa forma, o “espermatozóide” Teia fecundou o “óvulo” Terra. Porém, como se verá, o período de gestação foi longo, e o parto, além de moroso, foi conturbado. O nosso ambiente oxigenado apenas começaria a nascer mais tarde, quando os primeiros organismos fotossintéticos começaram a libertar para a atmosfera grandes quantidades de oxigénio. Com efeito, entre outros indícios pode referir-se a presença de carbono orgânico (deduzido a partir da relação isotópica 12C/13C) nos sedimentos com 3,7 mil milhões de anos, em rochas sedimentares arcaicas da Gronelândia, permite supor que a fotossíntese (ou algo próximo desse bioquimismo), o principal processo gerador de oxigénio livre no nosso planeta, já existia nestes recuados tempos.

I.3. O nascimento do Oceano

Actualmente, quando a Terra é observada do espaço, talvez a sua característica mais saliente seja a sua tonalidade geral azulada (Figura I.3), devida aos oceanos, razão porque, com frequência, o planeta é também apelidado de Planeta Azul ou Planeta Oceano. De facto, a abundância de água no estado líquido é uma das características mais notáveis da Terra, de tal forma que 71% da sua superfície estão cobertas por massas hídricas, na grande maioria correspondentes aos oceanos, os quais ocupam um volume de 1 338 000 km^3 [51], ou seja, 96,5% de toda a água (líquida e sólida) à superfície do planeta [198]. Neste contexto, é relevante ressaltar que a atmosfera tem apenas 0,001% da água total, sob forma de vapor, nuvens (constituídas por gotas de água líquida ou cristais de gelo) e precipitação atmosférica (chuva, nevões e granizo). Esta presença abundante de água líquida é um dos factores mais distintivos da Terra relativamente aos outros planetas do sistema solar, e foi essa água que propiciou o desenvolvimento da vida tal como a conhecemos. Basta recordar que, muito provavelmente, a vida surgiu nos oceanos.

Figura I.3 – O Planeta Azul, coloração devida à presença dominante dos oceanos na Terra.

Porém, nos primeiros tempos do Hadeano (desde a formação do planeta até há 4 mil milhões de anos), a Terra era um "oceano" de magma, isto é, um imenso "mar" de rochas fundidas generalizado a toda a sua superfície. Todo o planeta estava extremamente quente, na sequência da sua própria formação (acreção, compactação gravítica, formação do núcleo). Os frequentes impactos de corpos extraterrestres libertavam enormes quantidades de energia que impediam que a maior parte das rochas solidificassem na sua superfície.

Todavia, tal situação não significa a inexistência de água. A presença desta na Terra é contemporânea da formação do planeta, quer a que se acumulou, integrada nos corpos que, por acreção, a formaram, quer a que aqui continuou a chegar nos tempos que se seguiram, integrada nos materiais que bombardeavam o planeta [*e.g.*, 16; 54]. Porém, devido às condições de incandescência que então existiam, muita dessa água primordial não conseguiu ser retida no planeta ainda em formação, escapando-se novamente para o espaço. Mas, mesmo assim, muita água permaneceu na Terra, quer sob forma de vapor, quer como radicais iónicos integrando as rochas fundidas.

Quando, no final da fase de intensa acreção, há pouco mais de 4 mil milhões de anos, ou seja, quando a frequência de material extraterrestre que colidia com a Terra começou a diminuir, a temperatura superficial do planeta tendeu a decrescer, em obediência às leis da física, criando novas condições físico-químicas. Tal não significa que objectos provenientes do espaço deixassem de cair no planeta: continuavam a aqui chegar em abundância, mas em muito menor quantidade do que na fase activa de acreção. Muitos desses meteoritos, como os condritos carbonáceos, contêm quantidades significativas de água (gelo) e minerais com os radicais deste composto que, nas novas condições, ficavam, de um ou outra forma, integrados na Terra. Aqui continuavam a também a chegar cometas (ou seus fragmentos), maioritariamente constituídos por gelo [*e.g.*, 129].

Portanto, a água existiu na Terra desde a sua formação. Muita não conseguiu ficar retida no planeta, tendo-se escapado para o espaço. Mas, por outro lado, a água continuou sempre a aqui chegar, integrada nos objectos extraterrestres que colidiam com a Terra (o que, embora em pequenas quantidades, continua ainda a acontecer nos dias de hoje). Por outro lado, o arrefecimento do planeta permitiu a solidificação da capa superficial do referido oceano magmático. Nestas condições e na sequência de reacções redox (isto é, de redução-oxidação), muitos dos radicais da água (hidroxilo: OH^-) que aí estavam presentes começaram a ser libertados para a atmosfera [*e.g.*, 56].

Portanto, progressivamente, a quantidade de água (essencialmente sob forma de vapor) existente na Terra foi aumentando devido tanto à que aqui chegava integrada em meteoritos e cometas, como à libertação da que existia nas rochas. Recorde-se que o intenso vulcanismo expelia para a atmosfera grandes quantidades de vapor de água.

Foi um processo relativamente rápido em termos de história da Terra. A grande colisão de Teia com a Terra verificou-se entre há 4,51 e 4,44 mil milhões de anos, e fez com que a temperatura, devido à energia libertada, aumentasse cerca de 2 000ºC [56], o que provocou a fusão de rochas porventura já consolidadas e vaporização da água, caso esta já existisse no estado líquido. Acresce que, como o hidrogénio e o hélio são gases leves e não havia ainda magnetosfera não deflectia os raios cósmicos, esses gases escapavam-se para o espaço, pelo que a atmosfera então existente, frequentemente designada por "primeira atmosfera" era composta essencialmente por metano (CH_4), amónia (NH_3) e vapor de água (H_2O), com pequenas percentagens de azoto (N), anidrido carbónico (CO_2) e outros gases (Figura I.4), o que induzia um efeito de estufa extremamente pronunciado, ampliando a temperatura própria causada pelo calor proveniente do interior da Terra [*e.g.*, 1; 165].
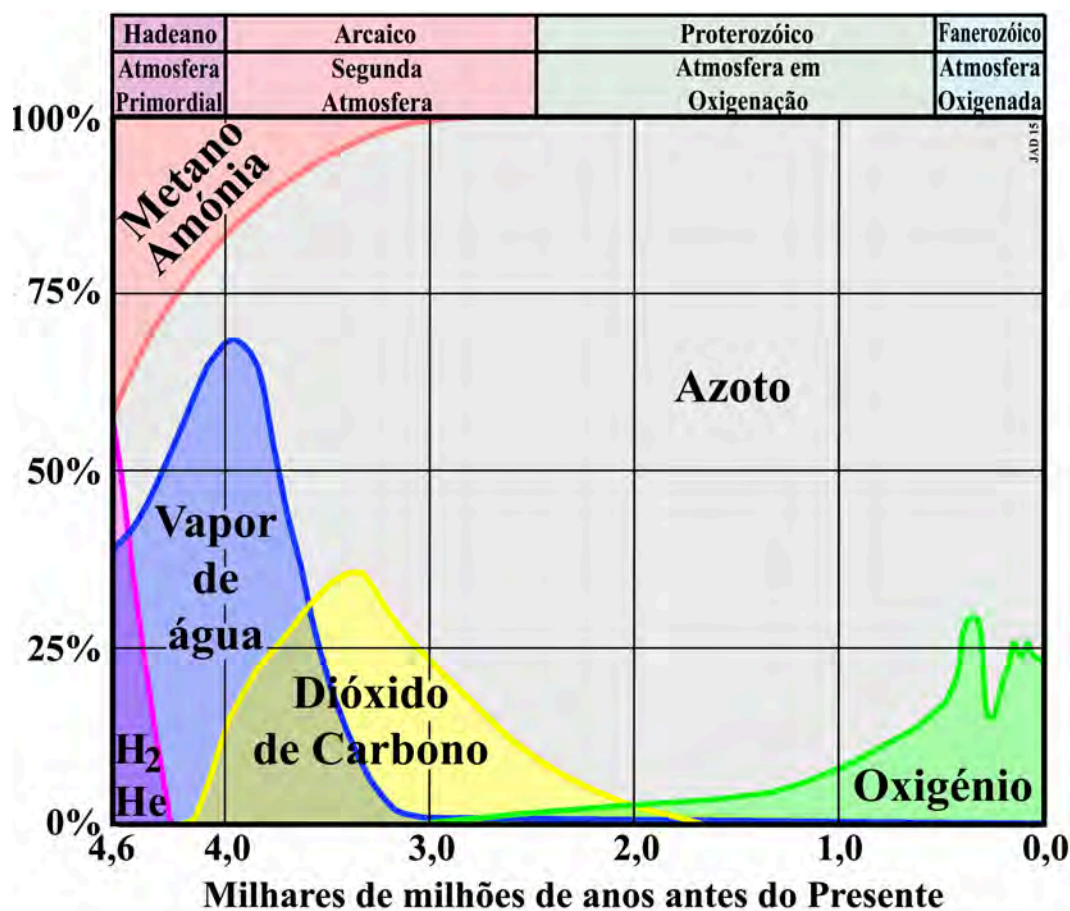
Figura I.4 – Presumível composição da atmosfera terrestre ao longo do tempo.

O intenso bombardeamento por materiais extraterrestres, que continuou ainda durante bastante tempo, foi-se progressivamente atenuando à medida que o tempo ia passando. Porém, a energia libertada pelos impactos de grandes asteróides interrompia a tendência de arrefecimento e, se acaso existiam já formas rudimentares de vida, esterilizavam momentaneamente a Terra [118].

Como se referiu, a superfície terrestre seria extremamente quente e o que existia eram, essencialmente, oceanos magmáticos. Porém, embora com retrocessos, o processo de arrefecimento tendencial da superfície terrestre prosseguia, fazendo com que esta passasse por regimes térmicos sucessivos, desde fases em que os silicatos estavam vaporizados até à altura em que começaram a existir condições para a existência de água líquida, acabando, mais tarde, por se estabelecer um equilíbrio com a energia solar incidente [165], o que propiciou alguma estabilização térmica.

É possível que, ocasionalmente, desde há mais de 4,4 mil milhões de anos, houvesse, por vezes, condições para alguma acumulação de água líquida à superfície, mas que apenas subsistia transitoriamente, pois que, devido aos processos antes aludidos, acabava por ser novamente vaporizada. A certa altura, não se sabe bem quando, mas talvez há mais de 4 mil milhões de anos, atingiram-se condições de temperatura e de pressão atmosférica que propiciaram a transformação abundante de vapor em água líquida. Teria então ocorrido um dilúvio universal, tendo-se a água rapidamente acumulado nas partes mais deprimidas da superfície, dando origem aos oceanos. Segundo algumas estimativas, a pluviosidade que então ocorreu foi extraordinariamente intensa, da ordem de 7 000 mm/ano, ou seja, dez vezes maior do que a registada actualmente nas latitudes tropicais, o que teria proporcionado a formação dos oceanos em menos de um milhar de anos [1].

Porém, a temperatura da água oceânica era muito elevada, superior a 80ºC ou mais. Alguns cálculos, baseados em modelação termodinâmica e ao necessário equilíbrio com a atmosfera, caracterizada por elevadas concentrações de CO2 (pois que o vapor de água dela estava a ser retirado por precipitação), sugerem mesmo que a temperatura oceânica superficial poderia ter atingido, inicialmente, os 230ºC. Tal era incompatível, obviamente, com o desenvolvimento da vida, mesmo considerando os organismos extremófilos (organismos que conseguem sobreviver em condições térmicas e químicas extremas). Além de quentes, esses oceanos primevos seriam também muito ácidos e anóxicos (devido às concentrações de CO_2 atmosférico), embora fossem já salgados, mas com composição química muito diferente da hoje conhecemos. Na actualidade, os sais oceânicos têm origem, de forma dominante, na

alteração das rochas, principalmente as continentais. Porém, nos finais do Hadeano, há pouco mais de uns 4 mil milhões de anos, as terras emersas (protocontinentes) eram pequenas e pouco elevadas, tendo apenas talvez 10% a 15% do volume dos actuais continentes [50], e a superfície terrestre era constituída por grande quantidade de pequenas placas tectónicas, pelo que o comprimento total dos riftes seria 10 vezes maior do que a actual, sendo a nova crusta oceânica aí produzida a um ritmo de 2 a 3 vezes mais intenso do que no presente [12]. Nestas condições, a fonte dominante da salinidade oceânica era constituída pelo hidrotermalismo submarino existente nas cristas médio-oceânicas, isto é, nos riftes.

Como a condensação do vapor de água, a pressão atmosférica da Terra tornou-se menor, e a água líquida começou a dissolver gases como o amoníaco e removê-los da atmosfera através da criação de compostos de amónio, aminas (compostos químicos orgânicos nitrogenados derivados do amoníaco) e outras substâncias que contêm azoto, que são essenciais para o desenvolvimento da vida. Por outro lado, a referida condensação da água em presença de gases como o dióxido de enxofre (anidrido sulfuroso) fazia com que a chuva fosse ácida, conduzindo à formação de novas espécies minerais à superfície da Terra.

I.4. O nascimento dos continentes

A criação dos oceanos pressupõe, intrinsecamente, a existência de crosta litosférica, isto é, a presença, à superfície, de rochas consolidadas. Foi, obviamente, nas partes deprimidas dessa superfície heterogénea que se acumularam os oceanos. Assim, pode dizer-se que oceanos e continentes se constituíram quase simultaneamente.

Como se referiu, o processo de formação dos oceanos (e dos continentes) terá sido bastante rápido, embora não se saiba bem quando tal aconteceu. Porém, vários indícios parecem indiciar que tal ocorreu relativamente cedo na história da Terra, "pouco" tempo após a colisão de Teia com a Terra. Com efeito, os mais antigos materiais detríticos descobertos até agora são os pequenos cristais (da ordem de poucas centenas de micra) de zircão (Figura I.5) encontrados, em 1983, em quartzitos do Monte Narryer, na Austrália Ocidental, datados de há uns 4,1 a 4,2 mil milhões de anos [57]. Tal indicia que, na altura e, possivelmente antes disso, havia já condições para a formação de rochas graníticas e para a sua meteorização e erosão. Trabalhos posteriores nos zircões dessa formação parecem indicar idades ainda mais antigas, da ordem de 4,28 mil milhões de anos [195] ou, até, 4,37 mil milhões de anos [182]. Embora haja alguma controvérsia sobre a idade exacta de tais zircões, o que parece ser certo é que, pouco após (algumas dezenas ou centenas de milhões de anos) a grande colisão com Teia, as condições à superfície da Terra propiciaram a consolidação da crosta e a formação de oceanos, bem como a meteorização e erosão das rochas, transporte (fluvial?) de materiais detríticos assim constituídos, e a sua acumulação em determinadas regiões.

Não é de surpreender que os mais antigos vestígios de materiais sólidos constituídos na Terra sejam zircões ($ZrSiO_4$), pois que a sua presença é ubíqua na crosta terrestre, ocorrendo tanto em rochas ígneas (resultado primário da cristalização), como em rochas metamórficas (onde frequentemente existem sob forma de grãos recristalizados), e nas rochas sedimentares (onde são integrados em conjunto com outros grãos detríticos). Sendo um mineral de grande dureza (7,5 na Escala de Mohs) e elevada estabilidade química, tem condições para subsistir aos processos de meteorização das rochas ígneas, de erosão e transporte, e de deposição em formações sedimentares, subsistindo mesmo a múltiplos ciclos sedimentares. Com estas condições, não é de estranhar que os referidos zircões de Jack Hills tenham conseguido subsistir enquanto a grande maioria dos outros minerais se decompôs e não perdurou até aos nossos dias. Acresce que, devido aos componentes menores que integra, a tecnologia actual permite neles efectuar datações de grande precisão, nomeadamente através da análise dos

isótopos de Urânio, Tório e Chumbo (U-Th-Pb), bem como de outros, como o háfnio, o que lhes confere grande valor científico.
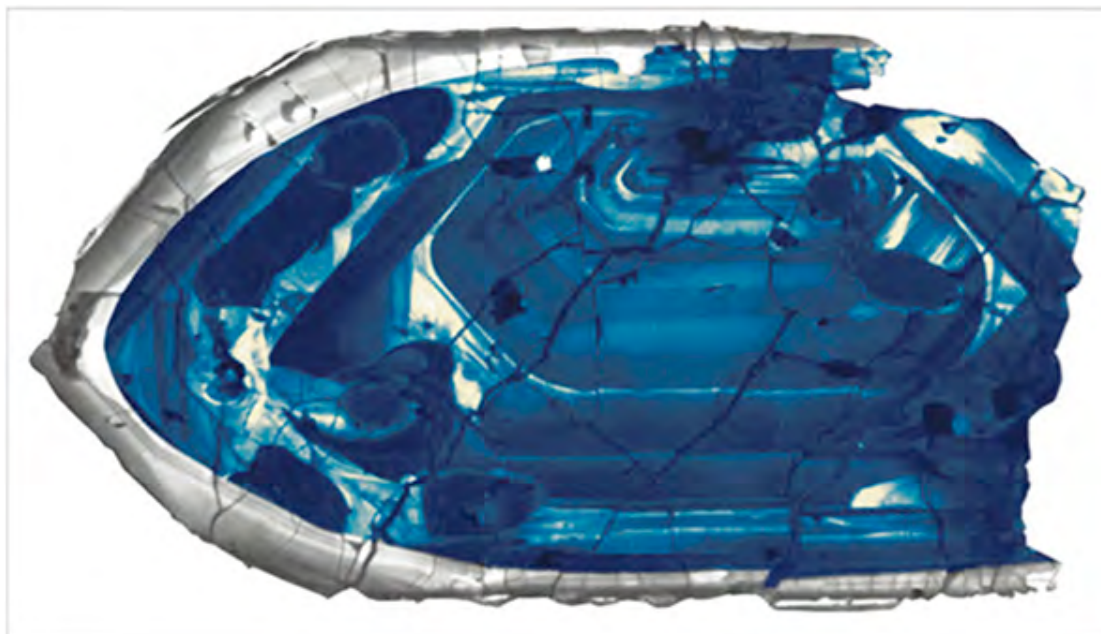
Figura I.5 – Fotografia com cores falsas de um zircão de Jack Hills, na Austrália Ocidental, cuja datação sugere que tem 4,374±0,006 mil milhões de anos. Dimensões: 400 x 200 micra.

Refira-se, porém, que este zircões muito antigos são extremamente raros. Ocorrem normalmente em rochas sedimentares siliciclásticas ligeiramente metamorfizadas (quartzitos), interpretadas como correspondendo a leques aluviais. Estas formações estão integradas num grande cratão (um pedaço de crosta terrestre relativamente estável que forma o núcleo de um continente), o Cratão de Yilgarn, que constitui a maior parte da massa continental da Austrália Ocidental, e que parece ter-se formado entre há 2,9 e 2,6 mil milhões de anos por aglutinação de vários blocos continentais pré-existentes, com idades de 3,2 a 2,8 mil milhões de anos, e alguns outros mais antigos. Os trabalhos que têm sido efectuados sobre os zircões aludidos envolvem a análise de vastas centenas de cristais, a maior parte dos quais revela idades da ordem de 3,8 a 3,4 mil milhões de anos. Apenas raros exemplares mostram ter sido formados no Hadeano, isto é, há mais de 4,0 mil milhões de anos. Por exemplo, no trabalho mais recente de datação destes zircões, de 2014, do vasto conjunto de cristais analisados, apenas quatro revelaram idades superiores a 4,35 mil milhões de anos. Todavia são indicações preciosas que nos permitem deduzir muito sobre os primeiros tempos de evolução da Terra.

Embora os zircões de Jack Hills (talvez com 4,37 mil milhões de anos) tenham grande importância por testemunharem os mais antigos materiais formados na Terra, constituem evidências secundárias de existência de crosta continental, pois que as rochas que os

continham foram erodidas e esses micro-cristais acabaram por ser integrados, bastante mais tarde (mais de mil milhões de anos depois), em litologias siliciclásticas (quartzíticas). Todavia, a Ciência está em permanente evolução e, progressivamente, o nosso conhecimento sobre a história da Terra vai-se ampliando cada vez mais, com novas descobertas. No final do século XX, a datação de zircões (pelo método do U-Th-Pb) do gnaisse de Acasta, do cratão Laurenciano, no Canadá, que constitui o núcleo geológico antigo do continente norte-americano, forneceram idades da ordem de 4 mil milhões de anos (4 002, 4 012 e 4 031 Ma) [18; 74]. Embora sejam bastante mais recentes (370 Ma) que os zircões australianos de Jack Hills, estão na rocha original, correspondendo, na altura, ao fragmento crustal mais antigo conhecido (que, todavia, foi sujeita a episódios de metamorfismo há 3,75, 3,6 e 1,7 mil milhões de anos [*e.g.*, 18].

Mas, como se referiu, a investigação científica proporciona constantemente a ampliação dos nossos conhecimentos. Sabia-se desde inícios do século XXI que na região de Nuvvuagittuq, na costa oriental da Baía de Hudson, no Canadá, há uma sequência muito antiga de rochas vulcânicas, com rochas sedimentares associadas, com idades (determinadas pelo método do Urânio - Chumbo em zircões) da ordem de 3,8 mil milhões de anos [*e.g.*, 34]. Recentemente (2012), novas datações de rochas dessa região, efectuadas com outros métodos (Samário – Neodímio e fraccionação isotópica do Neodímio), forneceram idades da ordem de 4,28 mil milhões de anos [18; 125]. Embora estes resultados sejam contestados por outros autores, a confirmar-se esta idade, o cinturão de rochas verdes de Nuvvuagittuq (Nuvvuagittuq Greenstone Belt) como estas formações são designadas, corresponderão ao único remanescente conhecido de crosta hadeana (com mais de 4 mil milhões de anos) preservado até aos nossos dias.

Os cristais de zircão formados, muito provavelmente em rochas granitóides, há cerca 4,37 mil milhões de anos (na Austrália), os cristais do mesmo mineral de Acasta (Canadá), com 4,0 mil milhões de anos, bem como as rochas de Nuvvuagittuq (também no Canadá), cuja idade pode ser da ordem de 4,28 mil milhões de anos, indicam que, pouco tempo (algumas centenas de milhões de anos) após a colisão com Teia com a Terra, a superfície do planeta já tinha arrefecido o suficiente para haver condições para desenvolvimento da crosta terrestre. Existindo essas condições, é de pressupor que nessa altura, ou apenas um pouco depois, tenha ocorrido o “grande dilúvio” e se tivessem começado a formar os oceanos.

Porém, os vestígios seguros desses tempos primevos são ténues e, frequentemente, questionáveis. Pura e simplesmente não foram encontradas até agora rochas hadeanas

(exceptuando, talvez, as de Nuvvuagittuq e as de Acasta, que datam da transição para o éon seguinte, o Arcaico). Provavelmente, a Terra era ainda muito quente e a actividade tectónica muito intensa. Tal resultava numa taxa bastante rápida de reciclagem de material crustal. Essas primeiras rochas foram "rapidamente" (dezenas a centenas de milhões de anos) transportadas para zonas profundas da Terra, sendo homogeneizadas no manto. Essa tectónica de placas muito activa impedia, também, como é evidente, a constituição de zonas cratónicas estáveis, isto é, de partes mais antigas de continentes que tivessem subsistido até aos nossos dias. Existiam era numerosos pequenos blocos continentais (qualquer coisa como micro-continentes), que dificilmente escapavam aos aludidos processos de homogeneização no manto.

Foi apenas no Éon (como os geólogos designam as maiores subdivisões da escala do tempo geológico) seguinte, designado por Arcaico (4 a 2,5 mil milhões de anos), mais especificamente nas duas primeiras eras deste éon, o Eo-Arcaico (de 4,0 a 3,6 mil milhões de anos) e o Paleo-Arcaico (de 3,6 a 3,2 mil milhões de anos), que as correntes de convecção no manto se começaram a atenuar. Consequentemente, os processos de tectónica de placas abrandaram um pouco de intensidade. Nessa altura, que o bombardeamento da Terra por materiais do espaço diminuiu, tornando possível que rochas formadas nessa altura pudessem subsistir até aos nossos dias. Esses materiais estão integradas nos cratões que formam as partes mais antigas e estáveis dos continentes e, por via de regra, correspondem a formações metamórficas, ou seja, as rochas originais foram sujeitas a condições de temperatura e pressão que as modificaram bastante. Com frequência, essas rochas mais antigas foram sujeitas a vários episódios de metamorfismo, pelo que têm histórias geológicas complexas.

Não são, porém, muitas as rochas já identificadas, com idades realmente antigas (superiores a 3,5 mil milhões de anos). Entre essas relevam as que ocorrem na região de Nuuk, no sudoeste da Groenlândia (integradas no que é genericamente designado por Complexo Gnáissico de Itsaq do cinturão de rochas verdes de Isua), datado de há uns 3,9 a 3,6 (provavelmente 3,8 a 3,7) mil milhões de anos [*e.g.*, 113; 123; 122]; as que existem no ortognaisse da Terra de Enderby, no Complexo de Napier, no cratão da Antárctica Oriental, em que as análises U-Th-Pb dos zircões indicam que essa massa rochosa se constituiu há 3,86 (ou mesmo há 3,93) mil milhões de anos, embora tenham sido posteriormente bastante metamorfizadas. [13; 115]; as que estão integradas no chamado complexo granítico de Singhbhum, no nordeste da Índia (Estado de Jharkhand), cuja unidade mais antiga corresponde a um gnaisse biotítico que integra numerosos elementos remanescentes, cuja idade (determinada pelo método do Rb-Sr) é da

ordem dos 3,2 mil milhões de anos, mas para os quais datações com o método do Sm-Nd forneceram valores em torno de 3,78 mil milhões de anos [8]; e as que existem no norte da Finlândia, integradas no gnaisse de Siurua, integrado no chamado Complexo Granulítico de Pudasjärvi, no cratão da Fenoscândia, para as quais as análises U-Pb dos zircões sugerem idades médias de uns 3,5 mil milhões de anos, tendo um deles fornecido um valor de 3,73 mil milhões de anos [116].

Verifica-se, assim, que em praticamente todas as partes mais antigas (cratões) dos continentes actuais há pequenos núcleos remanescentes da constituição da crosta original. Todavia, em praticamente todos os casos há dúvidas e incertezas, o que é inerente à construção da Ciência. Desenvolvendo-se nos limites fluidos existentes entre o que é conhecido e o que se desconhece, a ciência vai-se efectivamente desenvolvendo de forma, com frequência, titubeante, emergindo do mar de dubiedades, indeterminações, ambiguidades, imprecisões e polémicas. No caso vertente, as divergências recorrentes entre os resultados obtidos com diferentes métodos de datação dificultam a existência de um conhecimento mais rigoroso, que, indubitavelmente, surgirá no futuro. O que parece poder-se concluir de tudo o que foi referido, é que passado pouco tempo (algumas centenas de milhões de anos) da grande colisão de Teia com a Terra, os oceanos magmáticos superficiais desapareceram, dando lugar aos continentes e aos oceanos.

I.5. O nascimento da vida

I.5.1. A criação dos primórdios da vida

Não se sabe quando e como a vida surgiu na Terra. Pensa-se que a génese da vida terrestre ocorreu, provavelmente, há mais de 4 mil milhões de anos, obedecendo, como é óbvio, às leis da química e da física. Porém, os detalhes desse processo constituem um mistério profundo para a Ciência e continuamos sem quaisquer certezas sobre os processos originais que, na altura, fizeram com que produtos químicos não vivos se transformassem em organismos vivos.

Uma das primeiras teorias sobre o assunto foi formulada pelo bioquímico russo Alexander Ivanovich Oparin (1894 – 1980) no célebre livro *The Origin of Life* [128] publicado em 1924, em russo, e que posteriormente teve várias traduções para inglês. Segundo esta teoria, o oxigénio atmosférico impede a síntese de certos compostos orgânicos que constituem elementos essenciais para a génese da vida. Todavia, nas condições iniciais, com uma atmosfera sem oxigénio e sob acção da luz solar, ter-se-ia criado uma "sopa primordial" de moléculas orgânicas que se combinaram de formas cada vez mais complexas até formar "gotículas" coacervadas (aglomerados de moléculas envolvidas por água, formados devido ao potencial de ionização a eles inerente), que cresceram por aglutinação com outras e adquiriram a possibilidade de se cindir em "gotas" filhas. Nestas condições, criou-se um metabolismo primitivo que progressivamente foi evoluindo. Os resultados de várias experiências posteriores tendem a convergir com a teoria da sopa primordial, sendo talvez a mais famosa a que é em geral designada por "experiência de Miller-Urey" [110], realizada em 1953, em que, utilizando uma mistura altamente redutora de metano, amónia e hidrogénio, se formaram espontaneamente monómeros (pequenas moléculas que se podem ligar a outras, formando polímeros) orgânicos básicos, tais como ácidos aminados.

Diversas outras experiências, várias delas realizadas já no século XXI, têm vindo a comprovar que moléculas orgânicas, tais como aminoácidos, podem catalisar a formação de outras moléculas orgânicas pequenas, tais como ácidos nucleicos [*e.g.*, 42; 144]. Por exemplo, em trabalho recente demonstrou-se que precursores de ribonucleótidos, aminoácidos e lípidos podem ser obtidos por homologação redutiva de cianeto de hidrogénio (ácido cianídrico) e alguns dos seus derivados, e que, portanto, todos os subsistemas celulares poderiam ter surgido em simultâneo por meio da química comum, com os principais passos da reacção sendo conduzidos por luz ultravioleta, tendo sulfureto de hidrogénio (gás sulfídrico) como

redutor e podendo ser acelerado pela ciclicidade foto-redox do cobre Cu (I) – Cu (II) [131]. Na realidade, conhecem-se actualmente alguns processos que, a partir de moléculas orgânicas, podem criar outras, um pouco mais complexas e auto-replicativas, isto é, que por sua vez podem originar outras que lhe são análogas. Todavia, embora o tipo de processos possa ser conhecido, ignora-se em absoluto quais foram exactamente os processos específicos que ocorreram e quando tal aconteceu.

Acresce que os compostos base não existem apenas na Terra e que processos do tipo mencionado poderão ter ocorrido em vários lugares do sistema solar nas fases iniciais da sua constituição. Assim, as bases da vida poderão ter chegado à Terra integradas no material que aqui chegava em abundância no Hadeano (desde a formação inicial do planeta até há 4 mil milhões de anos) e mesmo depois. É a hipótese denominada por panspermia (do grego *pan* = tudo + *sperma* = semente) cósmica, que tem várias variantes. Todavia, se por acaso tal ocorreu na fase primordial, essas primeiras "sementes" de vida aqui chegadas teriam sido rapidamente incineradas devido às elevadas temperaturas existentes, que manteriam o planeta num estado de "bola de fogo". Pelo contrário, se essa vida primeva chegou em meteoritos na fase em que existiam já oceanos aquosos, e se estes caíram no mar (o que é muito provável devido à exiguidade dos proto-continentes que então existiam), então tinham possibilidade de subsistir.

O facto de, em vários meteoritos, terem vindo a encontrar-se vestígios do que poderiam ser formas rudimentares de vida [*e.g.*, 45; 59; 194; 191] não permite, de forma alguma, descartar esta hipótese para a criação de vida na Terra. Um dos vários exemplos que consubstanciam esta hipótese é o meteorito de Murchison (Figura I.6) que, em 28 de Setembro de 1969, caiu na localidade com esse nome, no estado de Victoria, no Sudeste da Austrália. Este meteorito, que pertence à classe dos condritos carbonáceos (meteoritos rochosos que não foram modificados por fusão ou a diferenciação do corpo de onde provêm e que têm teor elevado de carbono, que pode atingir mais de 3%) fragmentou-se ao atingir a superfície terrestre, tendo os pedaços que se conseguiram recolher numa área de 13 km^2 mais de 100 kg. As análises efectuadas revelaram que nesse meteorito existiam vários aminoácidos comuns (como glicina, alanina e ácido glutâmico) e outros incomuns (como isovalina e pseudoleucina), bem como misturas complexas de alcanos (uma categoria de hidrocarbonetos), além de uma categoria específica de aminoácidos (ácidos diaminados) [*e.g.*, 44; 58; 95; 107].

Figura I.6 – Fragmento do meteorito de Murchison, que caiu na Austrália em 1969, e em que foram encontrados diversos aminoácidos.

Todavia, qualquer que tenha sido o processo que conduziu ao aparecimento de vida no nosso planeta, dificilmente poderemos encontrar indícios seguros que permitam consubstanciar as diferentes hipóteses e conjecturas. As condições iniciais da Terra não eram propícias à sobrevivência de vida. Coberta por oceanos magmáticos, qualquer hipótese de vida, mesmo que muito rudimentar, seria rapidamente destruída. Mesmo quando se começaram a formar os primeiros blocos de crosta, qualquer vestígio de vida que neles pudesse estar registada foi destruído pelos processos de reciclagem no manto que, na altura, eram muito intensos. Acresce que os vestígios que esses organismos primitivos eventualmente possam ter deixado são muito ténues e de difícil identificação, pois que eram desprovidos de partes duras.

Só quando, ainda durante o Hadeano, a superfície do planeta transitou de temperaturas extremas para um estado compatível com o aparecimento de vida, isto é, em que seria possível uma evolução pré-biótica (química) conducente a sistemas proto-celulares capazes de auto-replicação [*e.g.,* 121], é que a vida começou a despontar. Porém, teriam que ser organismos de grande resistência, pois que a vida estava sujeita a vários factores restritivos que incluíam, entre vários outros, a intensa exposição a raios ultra-violetas, bem como a modificações abruptas e extremas de temperatura, aridez e salinidade, já para não falar da disponibilidade de nutrientes [*e.g.,* 19]. Face à depleção da atmosfera em oxigénio eram, seguramente,

organismos anaeróbios. Sendo formas de vida rudimentares, muito diferentes das que, normalmente, concebemos como animais ou plantas, eram já, todavia, Vida. Como tal, interagiam com o meio circundante, embora não sejam conhecidos ainda resultados dessas interacções, nem a importância específica que tiveram no aparecimento de formas de vida posteriores.

I.5.2. A criação hidrotermal da vida

Derivada, de certa forma, da teoria da sopa primordial, o químico alemão Günter Wächtershäuser propôs, em 1990, uma nova teoria quimiossintética para a origem da vida, a qual deriva de uma das mais importantes descobertas efectuadas no século XX: a das comunidades biológicas associadas ao hidrotermalismo submarino das zonas de rifte. As fontes hidrotermais ocorrem nas zonas de rifte, isto é, em zonas de fronteira de placas tectónicas em que, devido a solidificação do magma ascendente e formação de nova crosta oceânica, essas placas divergem, sendo empurradas em sentidos opostos. Nessas regiões, o magma está a menor distancia do fundo oceânico, e a água do mar, infiltrando-se, aquece rapidamente e dissolve muitos materiais, voltando a ascender à superfície sob forma de fluidos super-aquecidos e altamente mineralizados. Com frequência, esta água muito quente (>400ºC), ao encontrar a água oceânica que se encontra a muito baixas temperaturas (em torno de 2º C), precipita parte da carga minerálica (essencialmente sulfuretos), formando chaminés negras (*black smokers*) que progressivamente vão aumentando de altura, e por onde continua a sair o fluido hidrotermal (Figura I.7).

Embora já desde 1949 existissem alguns indícios (anomalias químicas e térmicas) da existência de fontes hidrotermais submarinas no Mar Vermelho, o assunto só viria a ser mais estudado nos finais da década de 60 do século XX [*e.g.*, 52; 173; 181]. Porém, a primeira prova definitiva da existência dessas fontes hidrotermais só veio a ser confirmada em 1976, quando um veículo rebocado a menos de 40 metros acima da superfície vulcânica do rifte dos Galápagos, na Crista Oriental do Pacífico, detectou uma pluma hidrotermal flutuante, a qual foi confirmada pela colheita de amostras de água e medições físico-químicas. O veículo mencionado tirou também fotografias do fundo, e foram estas que constituíram a maior surpresa: revelaram que, vivendo junto a essas fontes hidrotermais, vivia uma densa comunidade bentónica, que incluía, entre outros, mexilhões, anémonas e caranguejos [99]. Foi uma grande revolução científica pois que, até esse momento, se pensava que a vida era impossível em tais condições extremas e altamente tóxicas. Insuspeitada até aí, constatava-se que era possível a existência de vida organizada exclusivamente baseada na quimiossíntese,

sem qualquer intervenção fotossintética. Posteriormente, muitas outras comunidades hidrotermais submarinas foram encontradas (Figura I.7) em praticamente todos os oceanos.

Como se referiu, tal descoberta impulsionou o desenvolvimento, por Wächtershäuser, da chamada "teoria do mundo de ferro e enxofre" [189], que propõe que uma forma primitiva do metabolismo se originou em fontes hidrotermais, antecedendo a genética, mas que contribuiu de forma decisiva para o seu desenvolvimento. Actualmente, vasta maioria da comunidade científica tende a aceitar esta hipótese como provável origem da vida na Terra.
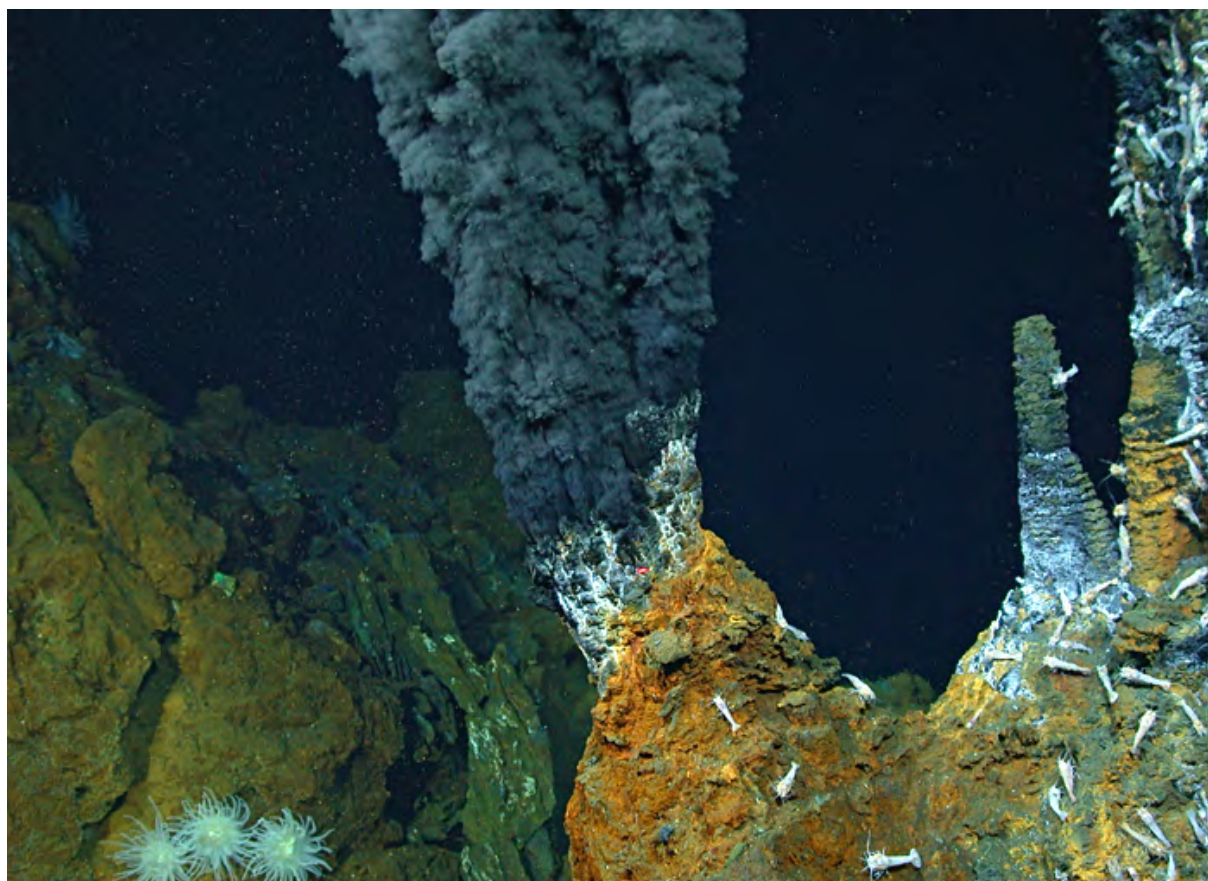
Figura I.7 – Chaminé negra (*black smoker*) existente na crista média das ilhas Caimão, nas Caraíbas. O "fumo" negro é constituído por partículas finas, escuras, que estão em suspensão nos líquidos que saem a temperaturas de ordem dos 400ºC e se misturam com a água fria oceânica. Na fotografia é possível ver ainda várias formas de vida (camarões, anémonas) que vivem na dependência deste sistema. É possível que a vida tenha surgido na Terra em sistemas análogos a este.

Os indícios dessas fases iniciais de criação de vida foram completamente obliterados devido aos processos de homogeneização das rochas no manto. Porém, as análises de vestígios encontrados em rochas muito antigas, mas já do Arcaico (Éon que cobre o período entre 4 a 2,5 mil milhões de anos), evidencia a existência de organismos cujo metabolismo estava baseado no enxofre, tal como acontece nas fontes hidrotermais. Essas evidências são subtis e, com frequência, controversas, até porque os organismos vivos seriam ainda bastantes

rudimentares. Por exemplo, a análise isotópica do enxofre em sulfuretos microscópicos existentes na barite (sulfato de bário, mineral que também se deposita nas fontes hidrotermais) de rochas com 3,47 mil milhões de anos de North Pole, no NW da Austrália, parecem indicar claramente redução microbiana do sulfato [159].

O mesmo tipo de análise, efectuada em pirites microscópicas associadas a material orgânico integrado em pátinas que cobrem grãos de quartzo dos arenitos da formação de Strelley Pool, na Austrália, com cerca de 3,4 mil milhões de anos, parecem indicar, também, redução microbiana de sulfato em ambiente marinho [188]. Vários outros exemplos se poderiam dar [*e.g.*, 135], todos obtidos já no século XXI, embora constituam sempre evidências indirectas.

Porém, as tecnologias vão evoluindo rapidamente, proporcionando notável desenvolvimento da Ciência. Começaram a surgir nos últimos anos o que podem ser evidências directas de organismos vivos existente há 3,4 mil milhões de anos. É o que se passa, por exemplo, com novas análises de amostras do já referido arenito da formação de Strelley Pool, na Austrália Ocidental, que além de confirmarem os resultados previamente obtidos com a análise isotópica do enxofre de pirites microscópicas, permitiram identificar microestruturas com afinidade biológica, incluindo o que parecem ser, entre outros, elementos estruturais de células, paredes celulares carbonatadas, degradação tafonómica e organização em cadeias e agrupamentos. No conjunto, tais microestruturas são interpretadas como microfósseis de células esferoidais e elipsoidais, e organização de conjuntos de células em edifícios tubulares (Figura I.8) [187].
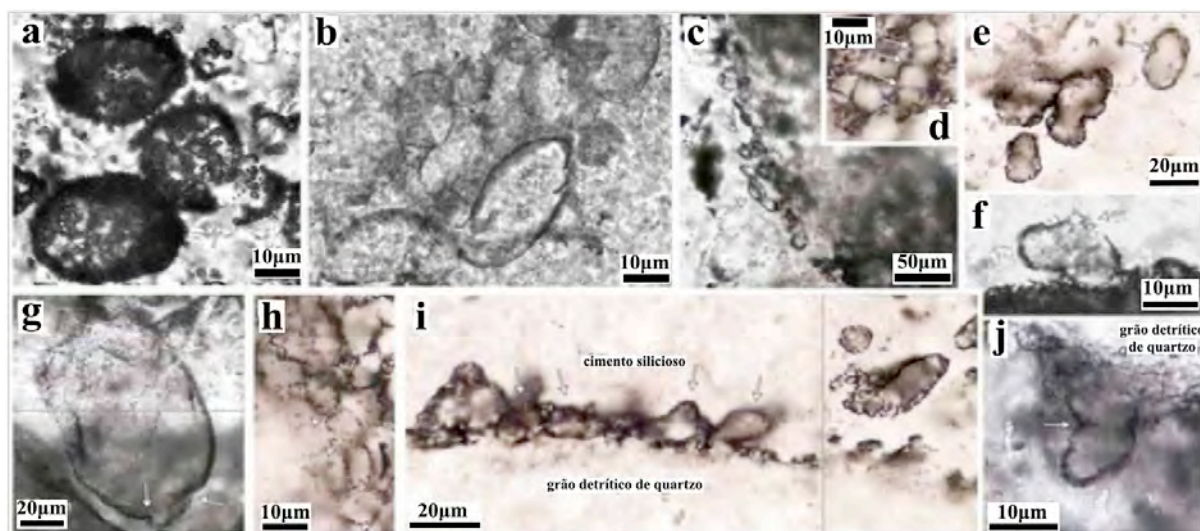
Figura I.8 - Exemplos de microestruturas interpretadas como microfósseis encontradas num arenito com cerca de 3,4 mil milhões de anos, da Austrália Ocidental. a, b, e – conjuntos de células, algumas com evidências de ruptura da parede celular; c, d, h – grupos de células; f, i, j - células ligadas a grãos detríticos de quartzo.

Outros micro-fósseis putativos (Figura I.9) são os encontrados no cherte de Apex, da formação de Pilbara, no Noroeste da Austrália, que foram datados de há 3,465 mil milhões de anos [156]. A rocha sedimentar (cherte) está inferior e superiormente enquadrada por escoadas lávicas, cujas datações tendem a confirmar a idade desses micro-fósseis. Estes agrupam-se em onze tipos diferentes, alguns dos quais parecem corresponder a cianobactérias. Como é frequente em casos destes, estes fósseis (que seriam os mais antigos conhecidos) geram polémica, com cientistas a defenderem a sua autenticidade [e.g., 77] e outros a negarem que correspondam a verdadeiros vestígios de formas de vida [e.g., 49; 106].
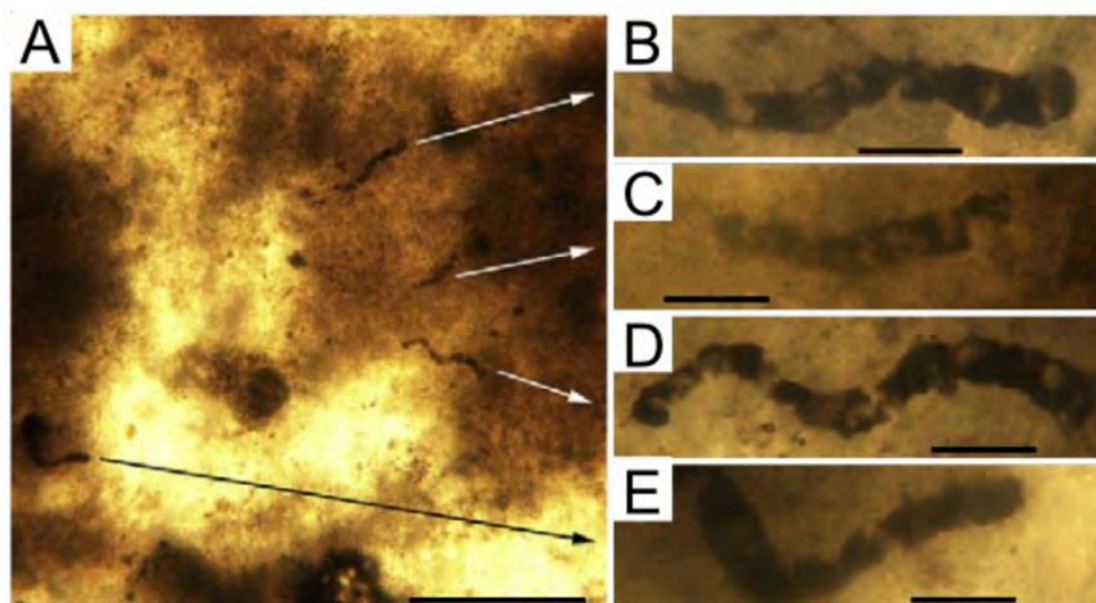
Figura I.9 – Imagens de microfósseis encontrados no cherte de Apex, no NW da Austrália, com 3,465 mil milhões de anos de idade. Se forem realmente fósseis, são os mais antigos descobertos até agora.

Assim, começam a surgir evidências directas da vida que existiu há cerca de 3,4 mil milhões de anos, muita da qual se desenvolveria em meios análogos aos das fontes hidrotermais, embora talvez também noutros meios marinhos. Eram organismos hipertermófilos e quimiossintéticos [e.g., 104], embora não se possa excluir a hipótese de que alguns já tivessem capacidades fotossintéticas. Porém, atendendo a que se aceita que a vida se teria iniciado na Terra entre 3,8 e 4,0 mil milhões de anos, ou mesmo mais [e.g., 149], as evidências aludidas são tardias, correspondentes a mais de 500 milhões de anos após o desenvolvimento das formas orgânicas vivas primevas, e contemporâneas do aparecimento de outros organismos cuja vida se baseava não na quimiossíntese, mas na fotossíntese. De qualquer modo, as evidências referidas tendem a comprovar que, efectivamente, as fontes hidrotermais constituíram, de alguma forma, locais onde a vida brotou na Terra.

I.5.3. Os gargalos da evolução inicial da vida

De tudo o que se referiu antes pode concluir-se que, nos primórdios da Terra, no Hadeano e nas primeiras eras do Arcaico (no Eoarcaico, de 4,0 a 3,6 mil milhões de anos, e no Paleoarcaico, de 3,6 a 3,2 mil milhões de anos), houve múltiplas possibilidades de génese de vida no nosso planeta. É possível que, efectivamente, tal tenha acontecido. Todavia, para a vida ter sucesso, não basta que consiga ser gerada; é essencial que tenha condições para se desenvolver em pleno. Assim, não repugna admitir que tenham ocorrido múltiplas gerações de vida elementar, mas que, devido às condições existentes, acabaram por fenecer antes de terem possibilidades de evoluir para formas um pouco mais complexas.

De facto, como acima se aludiu, nas condições terrestres primitivas havia vários meios propícios ao desenvolvimento de moléculas orgânicas eventualmente com capacidades metabólicas. O avanço recente da Ciência tende a demonstrar que, em tais condições, a ocorrência de fases iniciais de criação de vida poderiam mesmo ter sido relativamente frequentes em domínios ambientais diferenciados. Em trabalho muito recente um grupo de investigadores conseguiu demonstrar experimentalmente que compostos simples, que seriam abundante nos primórdios da Terra, como o ácido cianídrico (HCN) e o ácido sulfídrico (H_2S), na presença de radiação ultravioleta, podem originar sequências de reacções simples capazes de produzir as três principais classes de biomoléculas (ácidos nucleicos, aminoácidos e lípidos) necessárias para originar formas de vida primitivas [132]. Porém, a elevada variabilidade dessas mesmas condições (nomeadamente as temperaturas muito elevadas, os frequentes impactes meteoríticos, a intensa homogeneização de rochas no manto, o violento vulcanismo e a grande exposição à radiação ultravioleta) acabariam por não dar possibilidades de sobrevivência à maior parte das moléculas orgânicas polimerizadas, auto-replicantes, susceptíveis de armazenar e transmitir informações, e com capacidades metabólicas, ou seja, às proto-células ou mesmo células do tipo procariota (muito simples, sem núcleo individualizado, mitocôndrias e funções celulares organizadas) que iam sendo espontaneamente criadas, não obstante serem anaeróbios e terem sempre características químicas e térmicas marcadamente extremófilas. Recorde-se, a este propósito, que a própria temperatura da água oceânica era muito elevada, da ordem de 80 a 110ºC [*e.g.*, 118], e que, não havendo oxigénio na atmosfera, não havia obviamente camada de ozono que protegesse a superfície terrestre dos raios ultravioleta (que em grandes doses são letais para a vida).

Assim, é muito provável que as várias formas rudimentares de vida que possivelmente se foram gerando tenham ficado presas em "becos sem saída" ou em estreitos gargalos

evolutivos de que dificilmente conseguiriam sair. Se é muito difícil e profundamente especulativo tentar determinar como surgiu a vida na Terra, é igualmente difícil e especulativo reconstituir a evolução que essas formas de vida primeva tiveram nessas fases iniciais de criação de uma biosfera terrestre. Há cada vez há mais evidências de que, há mais de 3,5 mil milhões de anos, surgiram os primeiros organismos fotossintéticos, as cianobactérias (que produzem como subproduto o oxigénio), embora não se desconheça como é que apareceram. Com efeito, não se sabe minimamente se derivaram de qualquer tipo de transformação de organismos quimiossintéticos que então constituíam (em exclusividade ou maioritariamente) a vida existente, designadamente se resultaram da passagem de alguns desses organismos por um dos estreitos gargalos evolutivos, que então eram frequentes, e que conduziam à extinção da maior parte dos organismos vivos então existentes.

Todavia, vão-se acumulando indícios de que, de todas as formas de vida rudimentar que foram surgindo até há uns 3,5 mil milhões de anos, apenas uma conseguiu passar os sucessivos gargalos evolutivos, evoluindo de forma a ter amplo sucesso. Diferentes análises experimentais e modelos teóricos [*e.g.*, 33; 92; 94; 133; 168; 178] tendem a concluir que toda a vida que conhecemos na Terra (aeróbicos, anaeróbicos, animais, vegetais, etc.) derivou de um único organismo hipertermófilo, normalmente designado por “primeiro ancestral comum universal”, que teria constituído a verdadeira raiz da árvore da vida.

Passado mais de século e meio a Ciência parece começar a dar razão às palavras premonitórias que Charles Darwin (1809-1882) escreveu no capítulo final do seu livro “On the Origin of Species”, publicado em 1859: *A analogia levar-me-ia um pouco mais longe, ou seja, à crença de que todos animais e plantas descendem de algum protótipo único.* (...) *Portanto, devo inferir, a partir da analogia, que provavelmente todos os seres orgânicos que já viveram na Terra descendem uma forma primordial, na qual a vida respirou pela primeira vez*” [47: 420].

I.6. Evolução da atmosfera e do planeta

I.6.1. A atmosfera primordial

Como se tem vindo reiteradamente a afirmar, são bastas as dúvidas e indefinições no que se refere à história da Terra nesses tempos recuados, mas, a pouco e pouco, vão surgindo novos dados que vão permitindo ter um conhecimento mais amplo do que se teria passado ainda antes de existir uma atmosfera que permitisse a vida aeróbica à superfície do planeta.

Desde que a Terra se formou que a atmosfera tem vindo a mudar de forma contínua. Quando os materiais que formaram o planetóide inicial coalesceram e ficaram em estado de fusão, os mais densos aglomeraram-se no núcleo e os compostos menos densos ficaram mais perto da superfície. O núcleo fundido, em rotação, enriquecido em ferro e níquel, criou a magnetosfera, isto é, uma região do espaço afectada pelo campo magnético terrestre, a qual deflecte grande parte dos iões do vento solar antes de penetrarem na atmosfera. Neste processo de estratificação, os gases, menos densos, ficaram na parte externa, constituindo o que, normalmente, se designa por atmosfera primordial da Terra. Como a velocidade média das moléculas de hidrogénio e dos átomos de hélio é superior à velocidade de escape da Terra (velocidade mínima necessária para um objecto se libertar da atracção gravitacional de um corpo) da Terra, esses gases leves saíram do planeta, sendo transportados para o espaço pelo vento solar. Recorde-se que, na altura, o nosso planeta era mais pequeno do que actualmente, induzindo, portanto, uma gravidade mais fraca. A depleção da atmosfera em hidrogénio e hélio foi ainda mais ampliada devido à colisão de Teia com a proto-Terra, há uns 4,45 mil milhões de anos. Nesta grande colisão, grande parte da atmosfera então existente teria sido enviada para o espaço. Contudo, a maior parte dos gases menos leves teria permanecido na esfera gravitacional da Terra, tendo sido posteriormente recapturada.

Assim, como o hidrogénio e o hélio se escaparam para o espaço, a atmosfera primordial da Terra (no hadeano, até há 4 mil milhões de anos) seria constituída predominantemente por metano, amónia, vapor de água e pequenas percentagens de azoto e dióxido de carbono. Na altura, a temperatura à superfície da Terra era bastante elevada, o que favorecia a depleção de metano na atmosfera, pois que este composto, através da reacções endotérmicas (que absorvem energia) com o vapor de água, era decomposto em monóxido de carbono e hidrogénio [$CH_4 + H_2O \rightarrow CO + 3\ H_2$]. Essas reacções requerem altas temperaturas, da ordem de 700°C a 1100° C, as quais, no Hadeano, teriam sido comuns à superfície dos oceanos magmáticos. O monóxido de carbono assim produzido combinava-se com o oxigénio,

formando carbonilo (constituído por um átomo de carbono e um de oxigênio, com ligação dupla, que entra na composição de muitos compostos orgânicos).

Assim, no final do Hadeano, a Terra seria ainda bastante quente mas estava a arrefecer rapidamente, não o fazendo mais depressa devido à atmosfera primordial que induzia forte efeito de estufa. Contudo, esse arrefecimento permitia já, como se referiu mais acima, que se começassem a constituir blocos crustais (de rochas solidificadas), como é atestado, entre outros, pelo zircões de Jack Hills, na Austrália, pelas rochas vulcânicas de Nuvvuagittuq, no Canadá, a que já antes se fez alusão.

I.6.2. Um período tardio de impactes meteoríticos

Como se referiu mais acima, com o progressivo arrefecimento da Terra começaram a formar-se blocos continentais e o vapor de água começou a condensar-se em água líquida. Estava a transitar-se para uma outra fase da história do ambiente terrestre, caracterizado, entre outros, pela constituição do que, com frequência, é designado por segunda atmosfera da Terra, em que o vulcanismo teve importância determinante.

Todavia, ainda no final do Hadeano ou já no início do Arcaico, a Terra parece ter sido sujeita a intensificação dos impactos meteoríticos. Muito do que sabemos deste intenso bombardeamento tardio [177], como normalmente é apelidado (sendo por vezes também designado por cataclismo lunar), é decorrente do estudo das amostras de rochas que os astronautas das missões Apollo 15, 16 e 17 trouxeram da Lua. As datações isotópicas dessas amostras permitem deduzir que, entre talvez há aproximadamente 4,1 e 3,8 mil milhões de anos, a Lua, e portanto também a Terra, sofreram o impacto de grande quantidade de asteróides. Em geral atribui-se como idade média de tal bombardeamento meteorítico a de 3,9 mil milhões de anos.

Estes impactos com asteróides e cometas, alguns com dezenas de quilómetros de dimensão, provocaram grandes crateras, por vezes com centenas de quilómetros de diâmetro. Na Terra, esta intensificação dos impactos teria mantido partes da superfície no estado de fusão. Simultaneamente, teriam introduzido no sistema terrestre quantidades adicionais de água, metano, amónia, ácido sulfídrico e outros gases. Porém, este é um assunto controverso, para o qual se está ainda longe de se obter o ambicionado consenso. Um dos criticismos é o de que a concentração dos impactos no tempo pode ser devido a assimetria na amostragem, ou seja, as amostras são provenientes das bacias (mares lunares, correspondentes a cratera de impacto) de Imbrium (Appolos 14 e 15), Nectaris (Appolo 16) e Serenitatis (Appolo 17), mas

quantidades substanciais de materiais ejectados e dispersos aquando do impacto que criou a bacia de Imbrium terão sido recolhidos também nas outras bacias [68]. Outra das críticas é a de que a ausência de indícios de fusão provocados por impactos anteriores a 4,1 mil milhões de anos não significa amortecimento na razão (quantidade) de impactos, mas que a elevada taxa de impactos iniciais provocou a sua completa obliteração, remanescendo apenas os mais recentes, de forma que, aparentemente, se produziu um pico em torno 4,0 a 3,8 mil milhões de anos [66]. Porém, os meteoritos lunares (ou seja, meteoritos que se crê terem sido originados na Lua) constituem, em princípio, uma amostragem mais aleatória do que a recolhida pelas missões Appolo, e as determinações de idade daqueles, pelo método dos isótopos de árgon (^{40}Ar-^{39}Ar), revelam valores entre 3,92 e 2,76 mil milhões de anos, o que tende a suportar a hipótese de que ocorreu um período de intenso bombardeamento do sistema Terra – Lua por volta de há 3,9 mil milhões de anos [39].

I.6.3. A Segunda Atmosfera

Com ou sem intenso bombardeamento tardio, o certo é que a Terra foi progressivamente arrefecendo. Se, na realidade, ocorreu esse período de frequentes impactos meteoríticos, o progressivo arrefecimento da superfície do planeta foi seguramente perturbado e, até talvez momentaneamente invertido, e a composição da atmosfera deve ter ficado mais enriquecida nalguns gases, nomeadamente os envolvidos no desenvolvimento do efeito de estufa. Porém, após esse curto período, as leis da termodinâmica continuaram a impor o progressivo arrefecimento da superfície terrestre.

O aludido arrefecimento foi intensificado pela condensação do vapor de água e consequente diminuição da pressão atmosférica. Neste processo, a água começou a dissolver gases como a amónia, removendo-os da atmosfera, o que teria como consequência tendência para atenuação do efeito de estufa. Contudo, o resultado desta reacção [$NH_3 + H_2O \rightarrow NH_4^+ + OH^-$] é a produção de metano, também ele um potente gás de efeito de estufa. Por outro lado, um dos gases que é liberto pelos vulcões é o dióxido de carbono, que atingiu valores máximos na atmosfera durante o Arcaico. Mas o dióxido de carbono reage também com a água, produzindo ácido carbónico [$CO_2 + H_2O \rightarrow H_2CO_3$], através do qual, reagindo com metais, se começaram a constituir minerais carbonatados. Assim, embora o vulcanismo introduzisse na atmosfera grandes quantidades de dióxido de carbono, parte deste era dela retirado, retendo-o nos reservatórios sólidos constituídos pelas rochas carbonatadas.

Portanto, no início do Arcaico, muitos dos gases que compunham a atmosfera primordial começaram dela a ser retirados, de forma que a atmosfera começou a reflectir cada vez mais as características que lhe eram impostas pelo intenso vulcanismo, ou seja, transitou para o que normalmente se designa por segunda atmosfera, típica do Éon Arcaico (entre há 4,0 e 2,5 mil milhões de anos).

I.6.4. A glaciação de Pongola

Foi neste contexto de segunda atmosfera e de acentuado efeito de estufa que caracterizou o Arcaico, que ocorreu algo que, numa primeira abordagem, parece ser surpreendente: uma glaciação.

Com efeito, no supergrupo (como os geólogos designam um conjunto de grupos de formações com características litológicas inter-relacionáveis) arcaico de Pongola, na Suazilândia (África do Sul), no cratão de Kaapvaal, existem quatro unidades diamictíticas (rochas sedimentares formada por clastos heterométricos com abundante matriz silto-argilosa) intercaladas com arenitos; representam uma mistura de materiais detríticos glaciários com sedimentos argilosos relacionados com movimentos de massa (movimentos de terras como vulgarmente são chamados) [186; 205].

A presença de calhaus estriados (típicos de transporte glaciário), a heterometria (dimensões diferentes) dos clastos, e os dados geoquímicos permitem depreender que o diamictito tem origem glaciária. Porém, a datação destes depósitos permite deduzir uma idade de cerca de 2,9 mil milhões de anos [186; 205], ou seja, uns quinhentos milhões de anos mais antigos do que os da glaciação Huroniana / Makganyena, que viria a ocorrer no início do Éon Proterozóico, entre há uns 2,4 e 2,1 mil milhões de anos. Os dados de paleomagnetismo indicam que estes depósitos que se teriam constituído a uma paleolatitude de 48º, ou seja, a glaciação arcaica de Pongola (desinação por que normalmente é conhecida), embora importante, esteve ser extraordinária. No entanto, é a mais antiga de que se tem conhecimento. Contudo, até agora, não foram encontrados vestígios glaciários desta idade nas outras zonas cratónicas do mundo.

A antiguidade desta glaciação de Pongola não é verdadeiramente surpreendente. O que poderia ser surpreendente é que os depósitos glaciários não sejam mais frequentes nas formações arcaicas, pois que o Sol era mais fraco do que actualmente e, consequentemente, a temperatura à superfície da terra deveria ser inferior à da congelação da água. Só não o era, como já anteriormente foi referido, devido a um efeito de estufa bastante pronunciado,

provocado pela presença de teores relativamente elevados de metano, amónia, dióxido de carbono e vapor de água (entre outros) na atmosfera da altura.

Embora existam várias hipóteses especulativas para o desenvolvimento da glaciação de Pongola, não há certezas mínimas sobre o que a teria suscitado num contexto de intenso efeito de estufa. Dada a ausência de indícios em terrenos desta idade e localizados fora de África, pode ter sido um evento à escala regional, embora a latitude a que ocorreu, relativamente baixa, faça pressupor um acontecimento à escala planetária. Os dados são ainda escassos e por certo que a investigação científica trará novos resultados que permitam esclarecer o assunto.

I.6.5. O primeiro super-continente

É curioso constatar que a glaciação de Pongola se verificou numa altura em que, pelo que se pode inferir dos dados existentes, os continentes estavam aglomerados num super-continente, apelidado de Vaalbara [37], que embora pequeno, foi o primeiro super-continente a ser constituído. Seria formado pelos cratões de Kaapvaal, na África do Sul, e de Pilbara, na Austrália Ocidental, os únicos em que crusta com idades entre 3,6 e 2,7 mil milhões de anos permaneceu quase em estado pristino [206], embora não seja de descartar as hipóteses de as outras zonas cratónicas o terem, também, integrado, ou que tivessem existido outros blocos continentais que com ele não estavam fundidos.

A dedução da existência de Vaalbara decorre das semelhanças existentes entre sequências de formações geológicas na faixa de rochas verdes de Barbeton, no cratão de Kaapvaal, na África do Sul, e formações correlativas no cratão de Pilbara. Acresce que, em ambas as zonas, existem pequenas esférulas (Figura I.10), do tamanho de grãos de areia, interpretados como resultantes de impactos meteoríticos, que foram formadas por condensação a partir das nuvens de rochas vaporizadas pelo impacto e/ou gotículas líquidas ejectadas por esse impacto [103: 102]. São identificáveis 4 níveis com esférulas resultantes de igual número de grandes impactos meteoríticos ocorridos entre há 3,5 e 3,2 mil milhões de anos, que teriam formado tsunamis que induziram uma estrutura em camadas nas citadas esférulas [25]. A existência destas similaridades faz efectivamente pressupor que os dois cratões aludidos estariam, na altura, unidos.
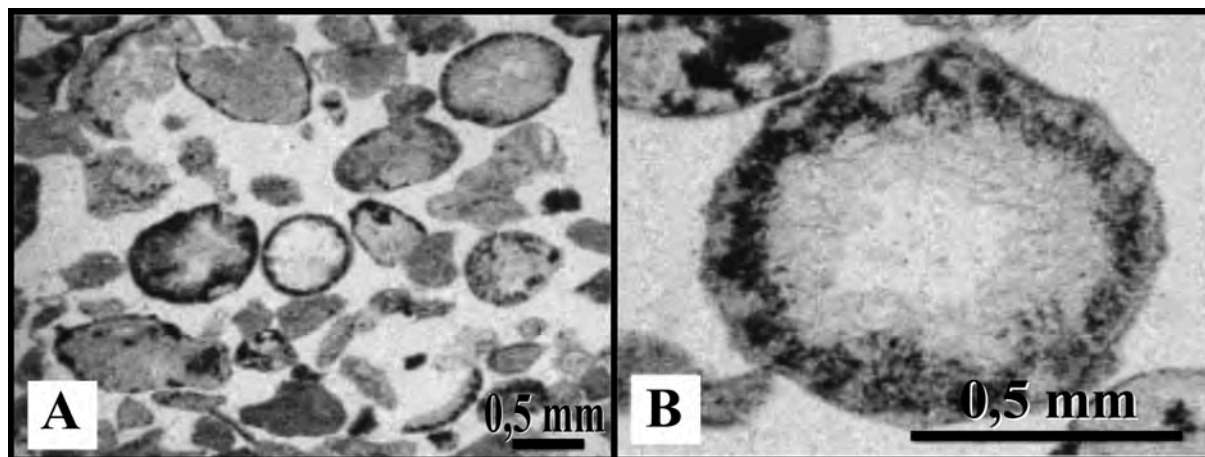
Figura I.10 – Imagens exemplificativas das esférulas existentes a faixa de rochas verdes de Barbeton, no cratão de Kaapvaal, na África do Sul. A – Aspecto geral de uma preparação, em que se vêm esférulas e detritos associados. B – Esférula em que são visíveis várias camadas. O interior é constituído por quartzo quase puro (branco), que está rodeado por uma camada de quartzo e sericite (mica fina) (cinzento claro), a que se segue uma camada de rútilo, mica e quartzo (negro), e na parte externa é visível uma cobertura descontínua de sericite (cinzento).

O super-continente de Vaalbara ter-se-ia começado a formar possivelmente há cerca de 3,6 mil milhões de anos e ter-se-ia fragmentado há uns 2,7 mil milhões de anos. Porém, a história da tectónica de placas no Arcaico é ainda bastante mal conhecida, estando embuída de hipóteses especulativas, com frequência contraditórias, e de questões a que ainda se não conseguiu dar resposta. Será preciso realizar muitos mais trabalhos até começarmos a ter uma visão mais clara do que efectivamente se passou nesses tempos recuados.

I.7. O nascimento da atmosfera oxigenada

Como a fotossíntese aeróbica é, em termos práticos, a única fonte significativa de oxigénio livre na superfície da Terra, a história do ambiente como o conhecemos e, portanto, da oxigenação do nosso planeta deve começar pela determinação da altura em que esse tipo de metabolismo se iniciou, o que é extremamente difícil. Apesar de décadas de intensa investigação, não se conseguiu ainda atingir um consenso minimamente razoável. Por exemplo, para alguns autores a produção de oxigénio livre teria começado há quase 3,8 mil milhões de anos [*e.g.,* 148], enquanto que para outros tal só se teria iniciado realmente há apenas 2,7 ou mesmo 2,35 mil milhões de anos [*e.g.,* 88]. Constata-se, portanto, que as actuais estimativas se dispersam por quase mil e quinhentos milhões de anos, ou seja, quase um terço da história da Terra.

I.7.1. As formações de ferro bandado e as causas da oxidação do ferro

É uma questão complexa cujos contornos estão ainda longe de estar completamente definidos. Um dos principais indicadores da existência de oxigénio livre são as formações de ferro bandado (Figura I.11), muito características dos terrenos mais antigos (alguns talvez com mais de 3,8 mil milhões de anos, como os de Isua, no Oeste da Groenlândia [69]), que atingiram expressão máxima há uns 2,5 mil milhões de anos e quase desaparecem do registo geológico há aproximadamente 1,8 mil milhões de anos [*e.g.*, 75].

Figura I.11 - Formação de ferro bandado existente nas proximidades de Fortescue Falls, na Austrália, com idade de cerca de 2,6 mil milhões de anos. As bandas escuras são de ferro oxidado e sílica, e as mais claras são níveis de sílica.

Correspondem a depósitos sedimentares marinhos e são constituídas por bandas repetidas de óxidos de ferro (principalmente magnetite [Fe_3O_4] e hematite [Fe_2O_3]), em geral com espessura milimétrica a centimétrica, que alternam com bandas ricas em sílica e pobres em ferro (xistos e chertes), com espessura semelhante, mas que frequentemente contêm micro-camadas submilimétricas de óxidos de ferro [84]. Testemunham a fase em que, na água oceânica, havia muitos metais dissolvidos sob forma reduzida, provenientes principalmente da alteração dos minerais ferromagnesianos provenientes do vulcanismo e do hidrotermalismo submarino, e em que, à superfície da terra (incluindo a atmosfera e o oceano), ainda não havia praticamente oxigénio livre [*e.g.*, 89], pois todo o que eventualmente surgia era de imediato

consumido na oxidação de materiais como o ferro, que em presença do oxigénio é oxidado, transformando-se, por exemplo, em hematite [$4\ Fe + 3\ O_2 \rightarrow 2\ Fe_2O_3$].

Num ambiente que era, na altura, anóxico e fortemente redutor, a origem destas rochas sedimentares resultantes de precipitação química não é ainda bem compreendida, mas desde meados do século passado que se aceita que os principais responsáveis pela sua formação foram micro-organismos fotossintéticos que libertaram o oxigénio necessário para a oxidação do ferro [*e.g.*, 96].

Porém, com as características ambientais existentes no Arcaico, em que a água do mar era anóxica e tinha, como se disse, dissolvidas grandes concentrações de ferro ferroso (Fe^{2+}) e outros metais sob forma reduzida, e em que, na ausência de uma camada de ozono, a superfície era atingida por níveis muito elevados de radiação ultravioleta, haveria outras formas de oxidar o ferro. Os hidróxidos complexos de Fe^{2+} dissolvidos na água poderiam absorver raios UV (da gama de 200 a 400 nm), ou seja, poderiam sofrer oxidação fotoquímica, passando a ferro férrico (Fe^{3+}), que seria hidrolizado e precipitaria sob forma de goethite (hidróxido de ferro [$FeO(OH)$]) ou de hidróxido de ferro amorfo [21; 26]. Contudo, trabalhos experimentais sobre o assunto têm revelado que a eficiência deste processo seria muito reduzida quando comparada com as taxas de oxidação biológica [*e.g.*, 5; 69; 91]. Por outro lado, como já se referiu, compostos de ferro oxidado (não solúvel) podem originar-se, também, na dependência de fontes hidrotermais submarinas [*e.g.*, 9; 89; 127] e talvez também noutras circunstâncias específicas.

Todavia, embora não se possam descartar essas origens para, pelo menos, algum do ferro oxidado das formações de ferro bandado, é consensual que a maior parte teve, na sua formação, intervenção biológica, primeiro predominantemente quimiossintética, e depois fotossintética. Tal, permite mesmo explicar, de certa forma, as sequências de bandas mais ricas e mais pobres em ferro, resultantes da alternância de estados óxidos e anóxicos, ou seja, fases em que, na região, a produção de oxigénio era mais intensa, e outras em que esta era mais escassa, que seriam promovidos por processos bioquímicos relacionados com ciclos anuais [*e.g.*, 180], solares [*e.g.*, 114], e outros, como os de Milankovitch [*e.g.*, 69; 163].

As formações de ferro bandados que, como se referiu, são muito comuns no Éon Arcaico, foram constituídas em meio marinho. A atmosfera continuava depauperada em oxigénio, e assim parece ter continuado durante muito tempo, como é denunciado pelos sedimentos que se produziram na altura em meio subaéreo, isto é, à superfície das terras emersas, que contêm pirite e uraninite detríticas. Ambos os minerais teriam sido destruídos pelo intemperismo

(alterações físicas e químicas a que estão sujeitas os minerais e rochas na superfície) caso estivessem expostas a uma atmosfera com oxigénio).

As características ambientais à superfície começaram a mudar há cerca de 2,5 mil milhões de anos, quando praticamente todo o ferro e outros metais dissolvidos nas águas oceânicas foi consumido (oxidado, precipitando no fundo) e, portanto, o oceano perdeu as características anóxicas. O oxigénio começou gradualmente a ser introduzido na atmosfera. Foi o início do declínio de formações de ferro bandado, cujas últimas ocorrências possantes datam de há uns 2 mil milhões de anos, e que, há cerca de 1,8 mil milhões de anos praticamente desapareceram do registo geológico.

No entanto, embora o reservatório de ferro oceânico tivesse ficado esgotado, existia um outro reservatório de ferro reduzido que, durante algum tempo foi responsável por manter os níveis de oxigénio na atmosfera baixos: os minerais existentes na superfície terrestre, que continham ferro ferroso (como a pirite). Á medida que o oxigénio foi sendo introduzido na atmosfera, foi sendo consumido na oxidação desses minerais, por exemplo, transformando a pirite em hematite [4 FeS2 + 11 O2 --> 2 Fe2O3 + 8 SO2], ou seja, em óxidos de ferro, que têm cor tipicamente vermelha, dando coloração avermelhada aos sedimentos em que ocorrem em quantidades substanciais. As camadas vermelhas continentais começam a aparecer no registo geológico entre há 2,5 e 2,0 mil milhões de anos, o que indica que, nessa altura, havia já bastante oxigénio atmosférico para proceder à aludida oxidação. O facto de tal acontecer quando as formações de ferro bandado começavam a deixar de ser produzidas, e considerando que os organismos fotossintéticos produtores de oxigénio eram marinhas, parece indiciar claramente que as águas oceânicas estavam já oxigenadas, permitindo a introdução de quantidades substanciais de oxigénio na atmosfera.

I.7.2. Cianobactérias, estromatólitos e oxigénio

Embora não se saiba bem como nem quando é que realmente apareceu vida sustentável na Terra, o certo é que, a partir de há cerca de 3,5 mil milhões de anos começam a aparecer no registo geológico estruturas bioconstruídas, designadas por estromatólitos, que nalguns locais ainda se desenvolvem no presente (Figura I.12). Estes são depósitos laminados, acrecionários, de origem biológica [143], que se desenvolveram em águas de pouca profundidade, por aprisionamento de grãos sedimentares por biofilmes (finas películas de comunidades biológicas básicas de organismos unicelulares embebidas em matrizes poliméricas produzidas por elas próprias [48]) e posterior cimentação. Os microorganismos responsáveis pela formação

de tais rochas foram (e são ainda, nos casos actuais), essencialmente, cianobactérias [143].

As cianobactérias, vulgarmente designadas por algas azuis, são bactérias que obtêm energia por fotossíntese, consumindo dióxido de carbono e água, transformando-os em oxigénio e carbohidratos [$6\ CO_2 + 6\ H_2O \rightarrow C_6H_{12}O_6 + 6\ O_2$]. Tanto quanto se sabe, foram os primeiros produtores importantes de oxigénio na Terra, embora se desconheça quando e como surgiram. Uma das possibilidades, especulativa, como acontece sempre que há grande escassez de informações fidedignas, é que tenham derivado de formas que se desenvolveram na dependência de fontes hidrotermais, em zonas em que estas se localizavam a menor profundidade, onde chegava a luz solar (embora com radiação ultravioleta filtrada pela coluna de água).

Figura I.12 – Estromatólitos actuais de Shark Bay, na Austrália Ocidental, que se desenvolvem em águas hipersalinas.

Os estromatólitos mais antigos conhecidos têm idade de 3,45 mil milhões de anos e localizam-se na Formação de Strelley Pool, do cratão de Pilbara, na Austrália Ocidental, evidenciando características sugestivas de influência biológica (Figura I.13) [3; 4; 77].

Refira-se que a pesquisa de indícios biológicos (unicelulares) em rochas tão antigas é difícil e complexa, pois que foram sujeitas a várias alterações diagenéticas e metamórficas, havendo fenómenos de recristalização, que alteraram as estruturas. Assim, em geral, estas identificações, predominantemente efectuadas em estromatólitos, geram polémicas, embora se vão progressivamente acumulando indícios de vária ordem (como os provenientes da microscopia óptica e electrónica, de análises isotópicas de carbono e enxofre e de micro e macroestruturas sedimentares microbiologicamente induzidas [*e.g.*, 119]) que permitem supor que, há 3,45 mil milhões de anos, havia já diferenciadas forma de vida no nosso planeta,

algumas com capacidades fotossintéticas, embora sempre constituídas por organismos procariontes (isto é, células ainda não bem estruturadas, sem nenhum tipo de compartimentação interna, em que o material genético não estava delimitado por qualquer membrana).
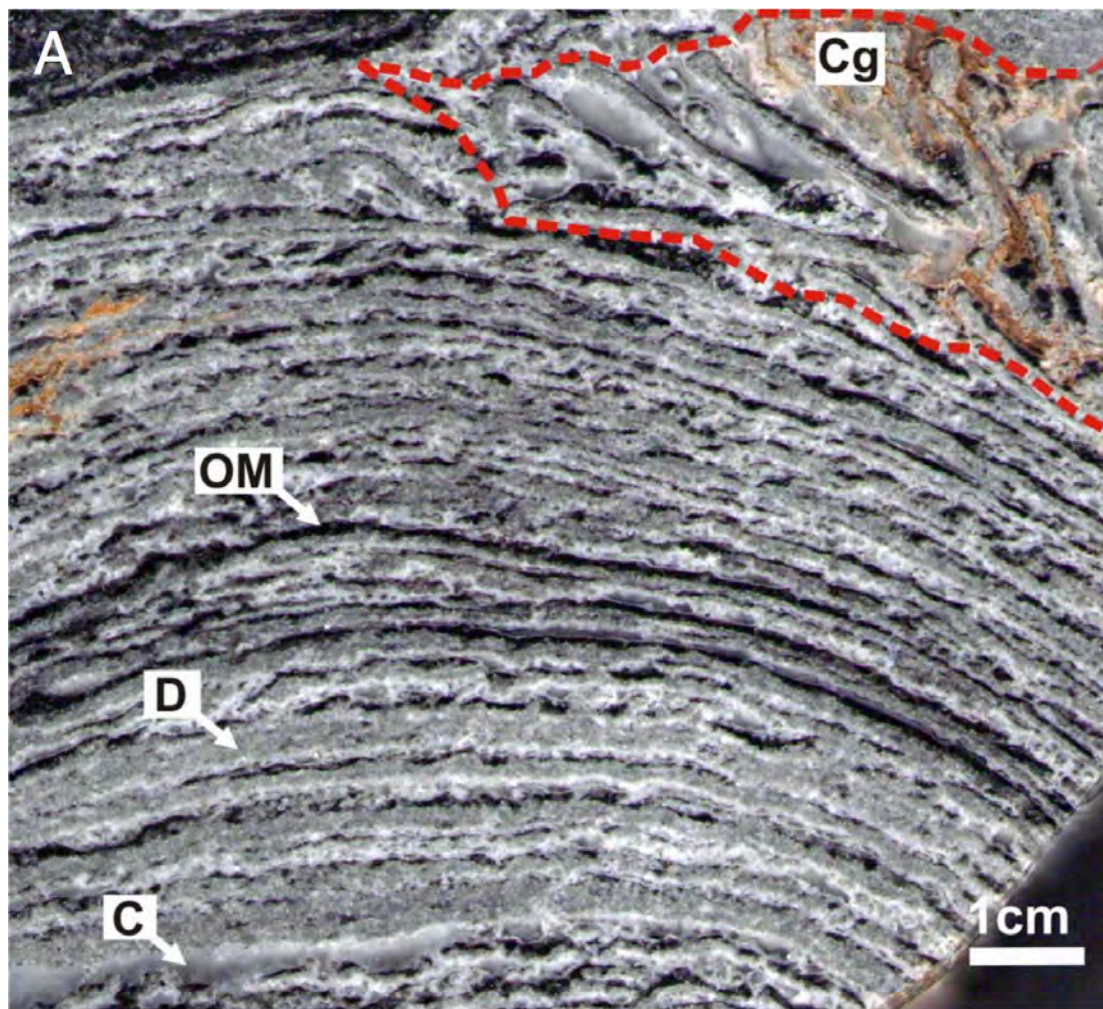
Figura I.13 - Fotografia de uma superfície polida de um estromatólito de Strelley Pool, na Austrália Ocidental, em que são bem visíveis as bandas de contornos irregulares de dolomite (D) de cherte (C) e de matéria orgânica (OM). Na parte superior direita, contornado a tracejado vermelho, é visível a superfície do seixo de um conglomerado (Cg) que foi pressionado contra o estromatólito, onde também existem níveis orgânicos.

Assim, parece ser de aceitar que, há cerca de 3,5 mil milhões de anos, existia já notável variedade de vida bacteriana nos oceanos, quimiossintética na maioria, mas que alguns organismos já tinham eventualmente adquirido capacidades fotossintéticas e, portanto, produziam oxigénio livre. É possível que algumas destas bactérias fossem, simultaneamente, edificando estromatólitos e libertando oxigénio, que de imediato seria consumido na oxidação de metais (pois que, como se referiu, a água tinha dissolvidas elevadas concentrações de ferro, manganês e outros), que precipitariam, acumulando-se nos fundos marinhos, onde viriam a

constituir as famosas formações de ferro bandado. O registo geológico indica que os estromatólitos se foram tornando progressivamente mais comuns, atingindo a sua maior expressão há cerca de 1,25 mil milhões de anos [3], o que significa que as cianobactérias se foram expandindo e, consequentemente, libertando cada vez mais oxigénio livre.

I.7.3. O Grande Evento de Oxigenação

Mesmo sem produção biológica de oxigénio através da fotossíntese, é possível que, desde cedo, se tenha começado a verificar alguma introdução gradual, embora pequena, de O_2 na atmosfera, principalmente devido a fotodissociação de moléculas de água e subsequente escape de hidrogénio para o espaço. Porém, como se disse, a quantidade de oxigénio assim produzido seria pequena, e a maior parte seria consumida em reacções de oxidação de outras matérias. Foi com o aparecimento de bactérias fotossintéticas que a quantidade de oxigénio produzido começou a ser realmente significativo.

A mais antiga evidência de fotossíntese aeróbica parece ser a que é conferida por biomarcadores (vestígios de fósseis moleculares) existentes em hidrocarbonetos extraídos de xistos do cratão de Pilbara, na Austrália, cuja idade é de 2,7 mil milhões de anos, e que contêm indicativos de células eucariotas que sugerem ser cianobactérias produtoras de oxigénio [23; 24; 172]. Porém, tal é contestado por alguns autores, principalmente porque teria havido contaminação, isto é, tais biomarcadores teriam sido introduzidos posteriormente, há cerca de 2,2 mil milhões de anos [*e.g.*, 140].

Na realidade, os mais antigos fósseis inequívocos de organismos fotossintéticos sejam os que foram encontrados nos chertes negros de Gunflint, no Noroeste do Ontário, no Canadá [7], cuja idade é de "apenas" 1,9 mil milhões de anos, acredita-se que há mais de 3 mil milhões de anos já havia fotossíntese. Tal tende a ser confirmado por razões de vária índole, nomeadamente pela já referida descoberta de microfósseis (embora contestada por alguns investigadores) num estromatólito de Strelley Pool [3], num arenito da mesma formação [187], e num cherte de Apex [58], todos na Austrália, cujas idades são superiores a 3,4 mil milhões de anos, e que, nalguns casos, poderiam corresponder já a organismos fotossintéticos.

À medida que o tempo foi decorrendo, foram sendo produzidas quantidades cada vez maiores de oxigénio livre. Porém, tal verificava-se em meio marinho, sendo mínima a quantidade desse gás que, inicialmente, chegava à atmosfera, pois que era de imediato consumido devido ao carácter redutor das águas. Foi preciso que, primeiro, se verificasse a oxigenação da hidrosfera, o que se pode ter verificado entre há 2,5 e 2,4 mil milhões de anos, (continuando,

como é evidente, o teor de oxigénio na atmosfera a ser muito pequeno). Quando o oceano atingiu um estado de oxigenação avançado, houve então a possibilidade do oxigénio livre começar a ser libertado em quantidades crescentes para a atmosfera. Tal ter-se-á verificado a partir de há 2,4 mil milhões de anos (Figura I.14), sendo provável que os teores de oxigénio atmosférico fossem crescendo até há uns 2,2 mil milhões de anos. Foi o que normalmente é designado por "Grande Evento de Oxigenação" [*e.g.*, 72]. No entanto, é importante ter em atenção que esta designação traduz a introdução na atmosfera, pela primeira vez, de quantidades substanciais de oxigénio, e não que os níveis deste gás nessa atmosfera tenha atingido valores parecidos com os actuais. Pelo contrário. A percentagem de oxigénio, nessa altura, teria atingido valores da ordem de 15% a 20% dos que existem actualmente. O principal evento de oxigenação viria a ocorrer muito mais tarde, já em finais do Proterozóico, quando a percentagem relativamente à actual atingiu valores possivelmente superiores a 90%.

Até à libertação de grandes quantidades de oxigénio para a atmosfera (embora nesta a percentagem deste gás fosse sempre muito inferior à actual) no início do Proterozóico, o mundo era essencialmente anóxico e redutor. A vida, dependente do meio marinho e constituída por formas do tipo bacteriano, não tolerava, na esmagadora maioria dos casos, o oxigénio, pelo que, com a progressiva oxigenação das águas menos profundas e forte decaimento dos teores de ferro dissolvido, esses organismos não conseguiram sobreviver, supondo-se que, nalguns casos, evoluíram para espécies tolerantes ao oxigénio e, mais tarde, dependentes desse mesmo oxigénio. As outras formas de vida anóxica que não conseguiram evoluir no sentido da adaptação à presença deste gás, acabaram por se extinguir, ou restringiram-se à ocupação de pequenos nichos anóxicos específicos. Assim, o "Grande Evento de Oxigenação" teria correspondido à primeira extinção em massa e, simultaneamente, a um estímulo evolutivo determinante.

A atmosfera era, até ao inicio da oxigenação, depauperada de moléculas reactivas de oxigénio (moléculas quimicamente reactivas contendo oxigénio). Com o aumento da abundância deste gás, começou a reagir com o metano (até aí com teores atmosféricos muito elevados), resultando desta reacção dióxido de carbono e água [$CH_4 + 2O_2 \rightarrow CO_2 + 2H_2O$]. Como as moléculas de dióxido de carbono são reactivas (tendo, por exemplo, grande importância para a formação de carbonatos) foi a própria química atmosférica e da superfície terrestre em geral que sofreu profundas alterações. Por outro lado, como o metano é um gás muito mais eficiente no desenvolvimento do efeito estufa do que o dióxido de carbono, a progressiva
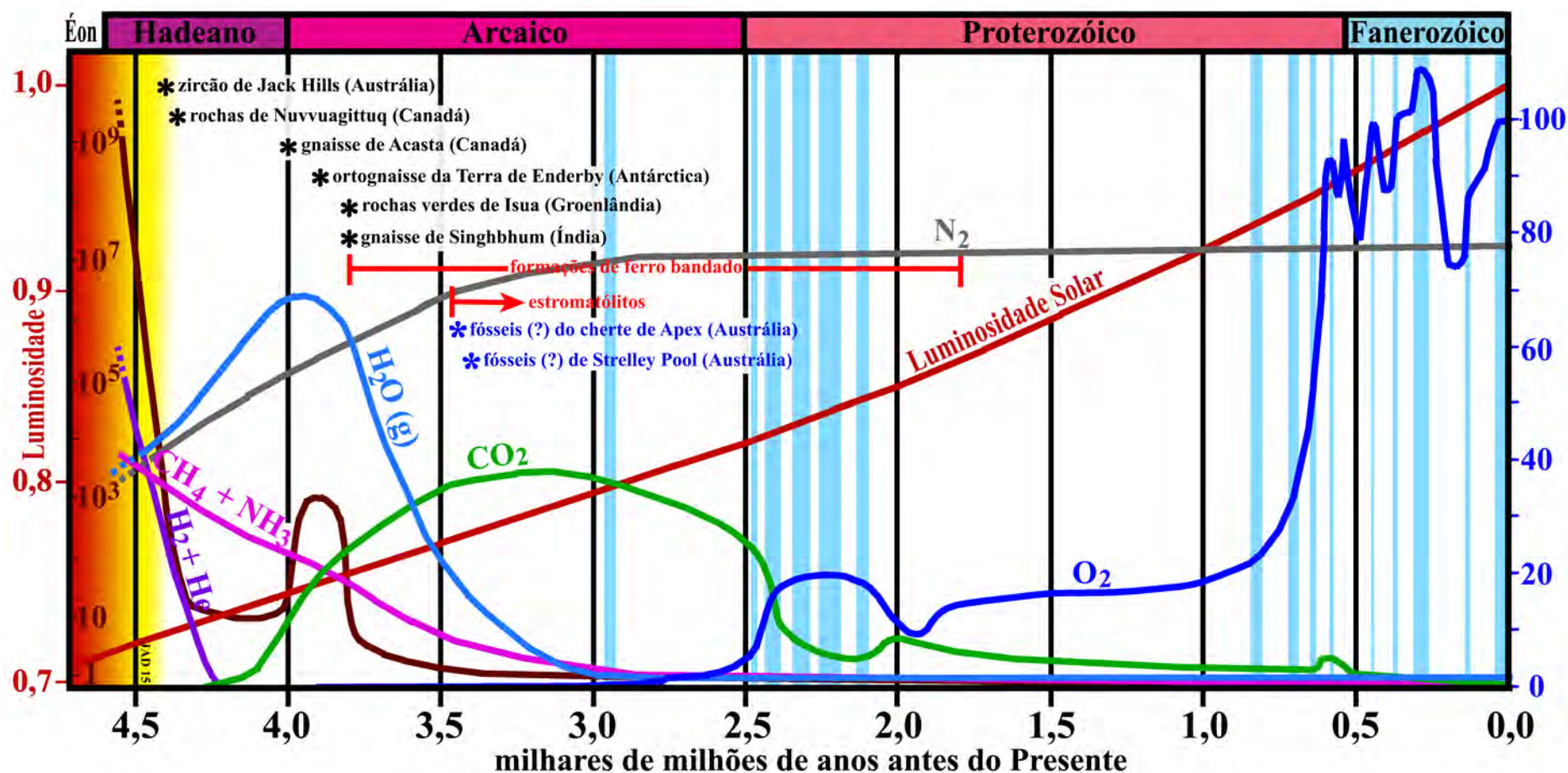
Figura I.14 - Evolução esquemática e conjectural dos gases atmosféricos e de outros parâmetros ambientais ao longo do tempo. O oxigénio está representado como percentagem relativa dos teores na atmosfera actual. Os outros gases estão expressos em percentagem da composição da atmosfera em cada momento. A azul claro estão assinaladas as glaciações

substituição do primeiro pelo segundo teve como consequência gradual diminuição da intensidade do aludido efeito de estufa e, portanto, decréscimo da temperatura atmosférica e, por conseguinte, de toda a superfície terrestre (o que, como se verá, teve importância decisiva no desenvolvimento de uma grande glaciação).

O facto de, na Era Mesoarcaica (entre há 3,2 e 2,8 mil milhões de anos), se ter começado a verificar a deposição de espessos depósitos de carbonatos testemunha condições substancialmente diferentes das antecedentes. Denuncia que, na altura, o dióxido de carbono era já abundante e que, devido ao necessário equilíbrio entre o oceano e a atmosfera, parte do CO_2 estava a ser retirado do oceano e da atmosfera por reacções que induziam a sua precipitação sob forma de carbonato, armazenando-o em reservatórios "inertes", ou seja, em rochas carbonatadas, principalmente calcários. Tal significa a retirada dos reservatórios activos (oceano e atmosfera) de grandes quantidades de carbono, mas também de oxigénio.

Nas terras emersas, seguramente abióticas, até pela quantidade de radiação ultravioleta que as atingia, as marcas da oxigenação atmosférica são evidentes: por exemplo, começam a aparecer solos vermelhos oxidados (devido à presença de ferro férrico) e, nas aluviões constituídas nessa altura, desaparecem os minerais facilmente oxidáveis, como a pirite (FeS2) [*e.g.*, 27]. Outra das consequências foi uma diversificação minerálica muito maior (nomeadamente com grande aumento de variedades de carbonatos e sulfatos) [*e.g.*, 69].

Refira-se que a oxigenação da atmosfera não se processou através de um evento singular. Foi uma evolução complexa com vários períodos em que o teor de oxigénio na atmosfera aumentou bastante, mas em que, noutras altura, o esse teor diminuiu. Tal verificou-se porque as concentrações de oxigénio na atmosfera são o resultado do equilíbrio cinético entre eficiência dos diferentes processos que produzem oxigénio e a dos processos que o consomem. Por exemplo, após este grande evento de oxigenação, que ocorreu por volta de há uns 2,4 até à cerca de 2,2 mil milhões de anos, os teores de oxigénio atmosférico começaram a baixar há 2 mil milhões de anos, chegando-se talvez a atingir níveis apenas um pouco superiores aos existentes antes do evento aludido, para voltarem a subir há 1,8 mil milhões de anos [27]. Na realidade, a história da evolução do oxigénio na atmosfera é complexa, estando muito ligada à do dióxido de carbono, mas também à da acumulação de depósitos de ferro oxidado e de matéria orgânica e, indirectamente, à ocorrência de fases glaciárias.

A produção de oxigénio teve outra consequência importante. As reacções químicas entre a água, o ferro reduzido e o enxofre nas rochas superficiais causam a libertação de hidrogénio. Como se referiu mais acima, a velocidade das moléculas de hidrogénio (H_2) é superior à

velocidade de escape da Terra e, portanto, o hidrogénio tende a escapar-se para o espaço, depauperando a atmosfera neste gás. Considerando que cada molécula de H_2 que se escapa para o espaço é menos uma molécula de água (H_2O) a existir na Terra, estes processos poderiam conduzir a drástica diminuição da quantidade de água no planeta. Possivelmente foi o que aconteceu em Vénus. Se tal não aconteceu no nosso planeta foi, entre outras razões, porque: a) o oxigénio produzido pela fotossíntese se combina com o hidrogénio formando água, cuja molécula é excessivamente pesada para se escapar para o espaço; b) a matéria orgânica (rica em compostos orgânicos de carbono) acaba por ficar integrada nos sedimentos, o que significa que por cada átomo de carbono que é enterrado nesses sedimentos, há quatro átomos de hidrogénio que são retidos no planeta; c) algumas bactérias primitivas utilizam hidrogénio, combinando-o com carbono para formar metano (CH_4) e ácido sulfídrico (H_2S), ambas as substâncias menos voláteis do que o hidrogénio. Assim, pode concluir-se que a produção de oxigénio por organismos fotossintéticos ajudou em muito a conservar hidrogénio na Terra.

Não obstante terem ocorrido na história da Terra diversos episódios de oxigenação, o mais importante, até porque foi o primeiro realmente significativo e deu início a uma série de processos irreversíveis, foi aquele a que se fez alusão, que parece ter tido reflexos mais evidentes por volta de há 2,4 ou 2,3 mil milhões de anos (Figura I.14). Como se referiu, foi seguramente um processo longo, que começou no mar e progressivamente foi passando para a atmosfera. Só quando os múltiplos reservatórios de oxigénio (entre os quais o constituído pela oxigenação de minerais reduzidos que se encontravam à superfície) ficaram saturados é que houve a possibilidade do oxigénio molecular livre (O_2) começar a integrar de forma realmente estruturante a nossa atmosfera. Todavia, é importante ter presente que, quando se refere o evento de oxigenação do Paleoproterozóico, a percentagem desse gás representaria apenas 2 a 4% da composição da atmosfera da altura (ou seja, corresponderia a 10% a 15% dos níveis que actualmente existem). Seria preciso que o ambiente terrestre evoluísse durante mais de 1,5 mil milhões de anos para que se atingissem valores análogos aos actuais.

I.7.4. A geração da ozonosfera

Estando a atmosfera enriquecida em oxigénio que, naturalmente, forma moléculas biatómicas (O_2), sob acção dos raios ultravioletas parte destas moléculas cinde-se em dois átomos individuais de oxigénio [$O_2 + UV \rightarrow 2O$], os quais se combinam com outras moléculas biatómicas formando moléculas triatómicas, ou seja, ozono (O_3) [$O + O_2 \rightarrow O_3$]. Todavia, a molécula de ozono é instável (embora, na estratosfera, tenha longa duração), sendo cindida

novamente, também por acção da radiação ultravioleta, numa molécula biatómica de oxigénio e num átomo individual do mesmo [$O_3 + UV \rightarrow O_2 + O$]. Porém, o processo reinicia-se, formando-se outra vez moléculas triatómicas de ozono, constituindo-se, portanto, um processo contínuo normalmente designado por ciclo de ozono-oxigénio. A radiação ultravioleta que desencadeia estas reacções é a que tem comprimentos de onda inferiores a 200 nm (normalmente designada por UV-C), a qual é letal para a vida. A absorção desta UV-C para dissociar o oxigénio biatómico nas camadas superiores da atmosfera, formando ozono, funciona, portanto, como um filtro, impedindo que chegue à superfície terrestre.

Assim, a oxigenação da atmosfera há uns 2,4 ou 2,3 mil milhões de anos possibilitou que as reacções aludidas se processassem em quantidade suficiente para que o ozono se fosse acumulando na estratosfera, começando a gerar-se uma ozonosfera (ou camada de ozono) sem a qual a vida não seria possível na superfície terrestre. Foi a consolidação e subsequente fortalecimento dessa camada de ozono que criou a possibilidade de, pela primeira vez, as camadas oceânicas superficiais serem colonizadas por organismos vivos que, posteriormente, viriam a evoluir no sentido de formas mais complexas e que, mais tarde, viriam a ocupar, também, as terras emersas. Portanto, por tudo o que tem vindo a ser referido e como tem vindo a ser reconhecido por muitos autores [*e.g.*, 28; 73], a oxigenação da atmosfera foi um dos eventos irreversíveis mais significativos da história da Terra.

Contudo, quando se fala de grande aumento de oxigénio na atmosfera durante este primeiro "grande evento de oxigenação", é importante ter em consideração que, nessa altura, a percentagem deste gás na atmosfera, que teria valores ínfimos no Arcaico (há mais de 2,5 mil milhões de anos), cresceu talvez para uns 2% a 3% por volta de há 2,4 mil milhões de anos (isto é, apenas uns 10% a 20% do oxigénio actualmente existente na atmosfera). São valores muito pequenos comparados com os existentes na atmosfera que actualmente respiramos, em que a percentagem de oxigénio é de quase 21%. Todavia, o referido crescimento foi extremamente estruturante pelas razões já aludidas, nomeadamente porque permitiu o início da criação da ozonosfera, o começo da filtração dos raios ultravioleta e, consequentemente, a colonização das camadas superficiais do oceano por organismos vivos. Seria preciso ainda esperar muito tempo, até finais do Proterozóico, para que a atmosfera fosse bastante mais oxigenada, atingindo cerca de 80% a 90% dos valores actuais há uns 1,6 mil milhões de anos e, portanto, que a ozonosfera fosse robustecida, criando assim condições para o início da colonização das terras emersas.

No entanto, é preciso ter sempre presente que a história da oxigenação da atmosfera é ainda mal conhecida e, por vezes, os dados existentes são de certa forma contraditórios. Conhecemos vários dos aspectos principais, mas os pormenores estão ainda difusos numa forte neblina de desconhecimento ou de informações discordantes. As próprias idades dos acontecimentos são ainda fortemente debatidas, divergindo por vezes em centenas de milhões de anos.

I.8. A Terra coberta por gelo

I.8.1. A oxigenação atmosférica e o desenvolvimento de uma glaciação

Como já foi referido, as condições prevalecentes no Arcaico (de 4 a 2,5 mil milhões de anos) eram profundamente diferentes das existentes actualmente. A atmosfera (a 2ª atmosfera) era maioritariamente constituída por gases provenientes da desgasificação do manto superior, emitidos pelo vulcanismo, entre os quais vapor de água, dióxido de carbono, dióxido de enxofre, monóxido de carbono, metano, ácido sulfídrico, enxofre, cloro, azoto e hidrogénio. Era uma atmosfera com características redutoras, quase não existindo oxigénio livre, principalmente na primeira metade deste éon. Vários desses gases atmosféricos são indutores de efeito de estufa (nomeadamente o metano, o dióxido de carbono e o vapor de água), pelo que a radiação infravermelha (calor) emitida pela superfície terrestre era parcialmente absorvida por esses gases, sendo irradiada de volta para a superfície, não sendo, portanto, libertada para o espaço. Nestas condições, a temperatura à superfície era elevada.

Com a progressiva oxigenação da atmosfera alguns dos gases que induzem forte efeito de estufa, designadamente o metano, foram decompostos noutros gases, como o dióxido de carbono e o vapor de água, cujo papel no efeito de estufa é menor. Porém, mesmo o dióxido de carbono começou a ser intensivamente retirado da atmosfera, tanto por processos inorgânicos como orgânicos, sendo integrado em carbonatos. Com efeito, embora rochas carbonatadas já existissem há muito, a precipitação das primeiras sequências maciças de carbonatos verificou-se na Era Meso-Arcaica (entre 3,2 e 2,8 mil milhões de anos), em mares com pequena profundidade (epicontinentais) [69], o que testemunha a retirada de grandes quantidades de CO_2 da atmosfera (Figura I.4). Com a progressiva atenuação do efeito de estufa, a Terra começou a conseguir irradiar mais facilmente calor para o espaço, não só o proveniente da energia solar incidente, mas também o imanente do interior do próprio planeta. Assim, à medida que o processo de oxigenação se foi desenvolvendo, a superfície terrestre foi-se tornando progressivamente mais fria.

É importante ter em consideração que, na altura, a luminosidade solar (e, portanto, o calor recebido pela Terra) era significativamente menor do que a actual, devido à evolução natural desta estrela. Segundo os cálculos efectuados por vários investigadores [*e.g.*, 6: 14; 152], há 4,5 mil milhões de anos o brilho do Sol corresponderia apenas a 70% do actual, aumentando progressivamente de intensidade, de forma que, há uns 2,5 mil milhões de anos, na transição

do Arcaico para o Proterozóico (do grego *proteros* = anterior + *zoikos* = animal), a luminosidade solar seria cerca de 80% da que temos hoje. Como a principal fonte de calor à superfície da Terra é a radiação solar (pois que o calor proveniente do interior do planeta é apenas uma pequena fracção desta), e sendo tal radiação no Arcaico e no Proterozóico significativamente menor do que a actual (Figura I.14), não haveria condições para existir água líquida superficial, pois que as baixas temperaturas provocariam o seu congelamento, o que está em contradição com o que se pode deduzir do registo geológico. Tal contradição, normalmente designada por "Paradoxo do Sol Jovem e Fraco" foi formulado no início da década de 70 do século passado por Carl Sagan [152], que apontou, também, a solução de tal paradoxo: a existência de água líquida só era possível porque existia um efeito de estufa bastante acentuado.

Assim, com a atenuação do efeito de estufa e consequente progressivo arrefecimento da superfície terrestre, a certa altura, nalgumas regiões, criaram-se condições de temperatura para que a água pudesse passar ao estado sólido, isto é, se transformasse em gelo. Tal fez com que o albedo (razão entre a radiação incidente numa superfície e a que por ela é reflectida, o que pode ser assumido como reflectividade da aludida superfície) dessas regiões aumentasse e, consequentemente, passasse a absorver menos energia solar. Tal intensificou o arrefecimento da superfície terrestre nessas regiões, tendo-se instalado um processo de retro-alimentação: quanto mais extensas eram as superfícies geladas menos calor solar era absorvido e, portanto, mais propícias eram as condições para que essas superfícies cobertas por gelo se expandissem. Desenvolveu-se, assim, uma glaciação muito importante, conhecida pela designação de Glaciação Huroniana, pois que foi reconhecida pela primeira vez no supergrupo Huroniano de formações sedimentares exposta na margem norte do Lago Huron, no Canadá.

I.8.2. Uma glaciação global

Como é frequente, os indicadores geocronológicos desta grande glaciação não são totalmente convergentes. Para alguns autores as primeiras fases glaciárias ter-se-iam desenvolvido ainda no final do Arcaico, há pouco mais de 2,5 mil milhões de anos, mas a maior parte defende que esta glaciação se instalou já no início do éon Proterozóico, há 2,4 mil milhões de anos, tendo terminado por volta de há 2,1 mil milhões de anos [*e.g.*, 88; 93; 108; 204], ou seja, foi a glaciação da Era Paleoproterozóica, como também é, com frequência, designada. O que parece ser certo é que esta grande glaciação se desenvolveu mais ou menos em correlação com a oxigenação da atmosfera.

A existência desta grande glaciação foi comprovada no início do século XX pelo geólogo canadiano Arthur Philemon Coleman (1852 – 1939) que, na região mineira de Cobalt, na província de Ontário, no Canadá, encontrou provas conclusivas (inclusivamente calhaus estriados típicos do transporte glaciário) de tal glaciação, que apelidou de Huroniana [40; 41]. Posteriormente, as conclusões de Coleman foram extensivamente comprovadas e pormenorizadas, tendo-se estabelecido, através de análises paleomagnéticas, que estes depósitos glaciários do Ontário e do Québec, no Canadá, se constituíram a paleolatitudes extremamente baixas, possivelmente entre 11º e 1º [155, 196], ou seja, na zona equatorial, onde então se localizava esta região. O facto de zonas equatoriais, localizadas próximo do nível médio do mar de então, terem sido glaciadas, significa que toda a Terra estaria, nessa altura, glaciada, ou seja, toda a superfície estaria coberta por neve e gelo. Por essa razão, esta glaciação global começou (também) a ser designada por "Terra bola de neve" [70; 71], expressão que foi pela primeira vez utilizada, em 1992, por Joseph L. Kirschivink, para outra glaciação global que ocorreu bastante mais tarde, já no final do Proterozóico, num período justamente designado por Criogénico (entre há 720 e 635 milhões de anos).

Nas formações das zonas Cratonicas do Canadá foi possível distinguir três horizontes distintos de depósitos glaciários separados por sedimentos não glaciários, datados de entre há cerca de 2,5 e 2,3 mil milhões de anos [*e.g.*, 155, 196], ou seja, como acontece normalmente nas idades glaciárias, houve intercalação de períodos glaciários com períodos inter-glaciários. Sequências semelhantes foram também encontradas a 2 000 km de distância, na parte central dos Estados Unidos da América, no Wyoming, designadamente num conjunto espesso de formações apelidada de supergrupo de Snowy Pass [*e.g.*, 134; 147; 202] e noutras regiões pertencentes ao cratão Laurenciano (também designado por Canadiano) que abrange vastas áreas dos territórios do Canadá e dos Estados Unidos da América.

Vestígios desta glaciação paleoproterozóica têm vindo a ser encontrados em zonas cratónicas de quase todos os continentes. Na Fenoscândia, depósitos glaciários muito antigos foram também encontrados, na 2ª década do século XX[10], pelo geólogo finlandês Pentti Eelis Eskola (1883–1964). Porém, foi só a partir dos anos 80 do século XX que tais depósitos, existentes no cratão báltico ou da Fenoscândia, foram bem documentados e descritos em pormenor, parecendo aí estar igualmente registados três eventos glaciários [*e.g.*, 105; 171]. Na Austrália, também existem depósitos glaciários paleoproterozóicos no cratão da Austrália Ocidental, os quais só foram reconhecidos a partir da década de 70 do século passado [10], tal como aconteceu na Ásia [175], no cratão indiano. Mais recentemente, já neste século, foi

descoberta na Antárctica numa série sedimentar (a Serie Ruker) um diamictito (rocha sedimentar formada por clastos com dimensões muito diversas embebidos numa matriz silto-argilosa) de origem glacial, sobrejacente a uma espessa formação de ferro bandado, com idade de 2,45 a 2,5 mil milhões de anos [109].

Na África do Sul, conhece-se a existência destes depósitos glaciários paleoproterozóicos desde o início do século XX, pois que, em 1906, o geólogo A. W. Rogers, noticiou que, no decurso de um reconhecimento geológico na província do Cabo, *numa formação perto do topo da série Griqua Town foram encontradas inúmeros calhaus e seixos moldados e estriados da forma característica das pedras que receberam os seus toques finais através da acção de desgaste do gelo em movimento* [145: 261], que viria a ser descrita em mais pormenor, mais tarde, no início da década de 70 [185], quando se começaram a descobrir outras ocorrências (no cratão tanzaniano e no do Kalahari). A existência de tais depósitos glaciários, integrados no que genericamente se designa por Formação de Makganyene (razão porque, por vezes, também se fala em Glaciação Makganyena) tem vindo a ser bastamente comprovada. Foram identificados dois diamictitos glaciais (formações de Duitschland e Boshoek). Contudo, subsistem ainda algumas questões quanto às correlações cronológicas com outros depósitos a que se fez alusão anteriormente e quanto à sucessão de acontecimentos antes, durante e depois desta grande glaciação. Nesta região, a glaciação foi precedida pela deposição de rochas carbonatadas cuja datação (pelo método do Rénio – Ósmio, baseado no decaimento beta do isótopo ^{187}Re para o ^{187}Os) deu um valor de 2,316 mil milhões de anos [11], o que significa que a glaciação foi posterior. Tal não é fácil de compatibilizar com os dados radiocronológicos de outras regiões, que sugerem que a referida glaciação se iniciou antes, há cerca de 2,4 mil milhões de anos ou mesmo antes. Por outro lado, se as rochas carbonatadas na África do Sul estão subjacentes aos depósitos glaciários, no Canadá as rochas desse tipo encontram-se no Huroniano médio e, sobrejacente ao topo dos depósitos glaciários identifica-se um regime de intensa lateritização (em que, devido a pluviosidade intensa, o solo é lixiviado, constituindo-se crostas constituídas principalmente por ferro e alumínio) [10]. Refira-se, ainda, que na África do Sul os depósitos glaciários foram cobertos por escoadas basálticas, cuja análise magnetométrica indica paleolatitudes da ordem de 11º [53], ou seja, da mesma ordem de grandeza das determinadas nos depósitos canadianos.

Se nos ativemos um pouco mais nestes pormenores foi essencialmente para reforçar a noção de que o nosso conhecimento desse passado longínquo que é o Paleoproterozóico é ainda muito parcelar, sendo muito frequentes as dúvidas e, por vezes, os dados contraditórios. É

assim, através deste caminho difícil e espinhoso, que a Ciência vai evoluindo, permanentemente à espera de novos dados que permitam complementar o que hoje se sabe e sempre pronta a rever conhecimentos e criar novos modelos.

I.8.3. Um supercontinente gelado

Embora carecendo de bastante mais informações que permitam pormenorizar conhecimentos e dissipar dúvidas existentes, já é bastante o que se sabe sobre esta Glaciação Huroniana. A generalidade dos investigadores aceita que a oxigenação da atmosfera e consequente intensa diminuição do efeito de estufa foi o principal factor indutor da glaciação, ou que, pelo menos, tal teve grande relevância. Possivelmente, como tantas vezes acontece, não houve um factor único responsável. É provável que factores vários tenham convergido no desenvolvimento desse período glaciário, referindo-se, entre outros, o facto da Terra receber na altura menos calor do Sol, uma fase de maior actividade na tectónica de placas que teria induzido grande intensificação da meteorização dos silicatos, arrefecimento global devido à conjugação dos parâmetros de Milankovitch e disposição dos continentes propícia ao desenvolvimento de condições glaciárias.

Sobre o último factor aludido é de referir que, tanto quanto se pode deduzir das medições de paleolatitude e de outros indicadores geográficos, praticamente todas as massas continentais existentes na altura, que hoje constituem as zonas cratónicas dos continentes, se teriam começado a juntar há uns 2,7 mil milhões de anos (na Era Neo-Arcaica), formando um supercontinente que foi apelidado de Kenorlândia [197] (Figura I.15). Tal continente localizar-se-ia mais ou menos centrado no equador (tal como é indicado pelas já referidas paleolatitudes determinadas no Canadá e na África do Sul, bem como noutras regiões). Uma hipótese alternativa é a de que os cratões indianos não estariam aglutinados aos outros, o que permitiria explicar diferenças específicas que aí parecem existir, embora tais zonas cratónicas não estejam ainda bem estudadas.

O facto das terras emersas estarem todas juntas não é despiciendo no que se refere ao desenvolvimento de condições glaciárias. Tal significa que a maior parte da área desse supercontinente tinha clima muito continentalizado, ou seja, não recebia a influência moderadora do oceano. Com efeito, as inércias térmicas dos continentes e do oceano são muito diferentes.

Figura I.15 – Reconstituição especulativa do que teria sido o supercontinente da Kenorlândia, com identificação de alguns dos principais cratões.

Tal é, com frequência, bem notório quando se está numa zona ribeirinha e anoitece: em geral começa a sentir-se uma brisa a soprar do mar para terra, que os navegadores quinhentistas apropriadamente designaram por "viração". Sem receber o calor solar, a parte terrestre arrefece rapidamente e, por consequência, a pressão atmosférica diminui. Contudo, a água demora mais tempo a arrefecer, e a pressão atmosférica no oceano fica, portanto, mais elevada do que no continente, o que, devido à diferença de pressão, origina o aludido vento suave e fresco. Devido a esse jogo entre as condições continentais e oceânicas, o clima nas regiões litorâneas é normalmente mais temperado, enquanto que nas que estão mais afastadas do oceano o clima é mais extremado. Assim, nas partes interiores da Kenorlândia, o clima era possivelmente muito extremado, o que, de certa forma, se pode avaliar pelo que se verifica actualmente no centro da Ásia, por exemplo, na Mongólia que, por essa razão, tem invernos rigorosos, longos e frígidos (atingindo a temperatura facilmente -30°C, mas não sendo raro chegar a -40° C ou -50° C) e verões curtos e quentes (com temperaturas que ultrapassam os 30º C).

Nestas condições de clima muito extremado não é de admirar, principalmente se tivermos em consideração que a intensidade solar seria apenas uns 80% da actual, que na parte central da

Kenorlândia se tenham instalado condições glaciárias. Ficando uma grande área coberta por gelos, o albedo aumentou (o calor recebido do Sol era reflectido para o espaço) e ter-se-ia entrado no processo de retroalimentação já mais atrás aludido: quanto maior era a área gelada, mais propícias eram as condições para que as áreas adjacentes ficassem também cobertas por gelo (ou seja, para que as frentes glaciárias avançassem mais), o que teria culminado na completa cobertura das terras emersas por gelo, e também, possivelmente, do oceano.

Em termos genéricos pode dizer-se que foi um período glaciário muito intenso e bastante longo. Como mais acima se referiu, é possível que se tenha iniciado há quase 2,5 mil milhões de anos e terminado por volta de 2,1 mil milhões de anos, isto é, teria durado uns 400 milhões de anos. Porém, já se fez alusão às muitas dúvidas e incertezas existentes nesta matéria. A integração dos conhecimentos existentes nas várias zonas cratónicas que exibem vestígios glaciários paleoproterozóicos deixa supor que, durante grande parte do tempo, a glaciação não foi síncrona, isto é, enquanto algumas regiões estavam glaciadas, noutras não existiam gelos permanentes. É possível que a glaciação global (a "Terra bola de gelo") tenha ocorrido apenas num período bastante mais curto, mais precisamente entre há 2,29 e 2,25 mil milhões de anos [175], ou seja, "apenas" 40 milhões de anos. Recorde-se, também, que quando se diz que o período glaciário perdurou por 4 mil milhões de anos, tal não significa que a glaciação fosse contínua, porquanto, em várias das regiões, são identificáveis depósitos interglaciários.

A Kenorlândia parece ter começado a fracturar-se, talvez, há uns 2,5 ou 2,4 mil milhões de anos, mas foi, como aconteceu com a desintegração dos outros supercontinentes posteriores, um processo bastante longo e complexo, tendo começado pela divisão da enorme massa continental em duas, uma setentrional, que integrava os cratões norte-americanos e norte-europeus, a que alguns autores chamam de Árctica [146], e outra meridional, que integrava os cratões africanos, australianos, antárcticos e asiáticos. É possível que tal permita explicar diferenças que têm sido detectadas entre as histórias geológicas destes dois grupos de cratões. Por volta de 2,1 ou 2,0 mil milhões de anos a Kernolândia já se encontrava completamente desintegrada.

I.9. O desenvolvimento ambiental rumo às características actuais

I.9.1. Os alicerces do Ambiente actual

De tudo o que acima foi referido pode concluir-se que o nosso conhecimento da história da primeira metade da existência da Terra é ainda muito parcelar e pleno de dúvidas e questões a que ainda não sabemos responder.

Porém, as informações existentes parecem revelar alguma coerência interna, embora as idades apontadas tenham que ser sempre interpretadas com uma margem de erro bastante significativa e se tenha que ter constantemente em atenção que os resultados dos processos aludidos foram surgindo, por via de regra, de forma muito progressiva. Contudo, a integração dessas informações parece sugerir a existência de correlações entre eventos diferenciados: a progressiva proliferação das cianobactérias (produtoras de oxigénio) desde há, talvez, mais de 3 até à cerca de 2,1 mil milhões de anos; o começo da constituição do supercontinente da Kenorlândia há uns 2,7 mil milhões de anos; a oxigenação da hidrosfera entre há 2,5 e 2,4 mil milhões de anos; a posterior oxigenação da atmosfera entre há 2,3 e 2,2 mil milhões de anos; a concomitante atenuação do efeito de estufa na mesma altura; o início da constituição de uma camada de ozono filtradora dos raios ultravioleta letais para a vida; o desenvolvimento da glaciação Huroniana entre 2,5 ou 2,1 mil milhões de anos, que teria atingido o estado de "Terra bola de gelo" entre há 2,29 e 2,25 mil milhões de anos; o final da glaciação paleoproterozóica há cerca de 2,1 mil milhões de anos; e a desintegração da Kenorlândia que estaria já efectivada por volta de 2,1 ou 2,0 mil milhões de anos.

A primeira metade da Era Paleoproterozóica (constituída pelo períodos Sideriano, entre há 2,5 e 2,3 mil milhões de anos, e Riaciano, entre há 2,3 e 2,05 mil milhões de anos) foi, possivelmente, o tempo mais marcante da história da construção do ambiente terrestre tal como o conhecemos. Foi possivelmente na decorrência dessas grandes modificações que se começou a verificar evolução das células procariotas no sentido da complexidade e que apareceram as células eucariotas (com membrana nuclear individualizada e vários tipos de organelos) e os organismos multicelulares.

I.9.2. A evolução da vida numa atmosfera em crescente oxigenação

É possível que algumas bactérias (células procariotas) estabelecidas em comunidades tenham evoluído no sentido de uma certa especialização, resultado de relações simbióticas ou de parasitismo com as outras células, acabando por se juntar num organismo único, formando

células eucariótas (Figura I.16), isto é, células mais complexas em que o núcleo, que contém o DNA (ácido desoxirribonucleico cujas moléculas contêm as instruções genéticas), está rodeado por uma membrana e que têm vários organelos. A esquematização desta transição evolutiva de células procariotas para células eucariotas, conhecida como teoria endossimbiótica [153], foi concebida, nos anos 60 do século passado, por Lynn Sagan (1938 – 2011), que foi casada com o célebre astrónomo Carl Sagan, tendo posteriormente voltado a casar com o cristalógrafo Thomas N. Margulis, pelo que, com frequência, é também conhecida por Lynn Margulis.

Segundo o artigo original em que foram formuladas as bases da teoria endossimbiótica, publicado em 1967 no *Journal of Theoretical Biology* (após ter sido recusado por mais de uma dúzia de outras revistas científicas), *pode considerar-se que, especialmente, as mitocôndrias* [organelos extremamente relevantes para a respiração celular, que são abastecidas pela célula hospedeira em substâncias orgânicas como a glicose, que processam e convertem em energia sob forma de ATP - Trifosfato de adenosina], *os corpos basais 9 + 2* [organelos com 9 microtubos exteriores e 2 centrais que formam a estrutura contráctil dos cílios] *e os plastídios fotossintéticos* (organelos com membrana dupla onde se processa a fotossíntese) *derivaram de células* [procariotas] *singulares e que a célula eucariótica resultou da evolução de antigas simbioses* [153]. Ter-se-iam desenvolvido, assim, comunidades de diferentes tipos de células procariotas vivendo cooperativamente, que acabaram por ser rodeadas por uma membrana celular comum.

As células procariotas contendo DNA, sintetizando proteínas nos ribossomas, e usando RNA [ácido ribonucleico] *mensageiro como intermediário entre o DNA e as proteínas, são ancestrais a toda a vida celular existente e surgiram numa atmosfera primitiva com características redutoras entre há 4,5 e 2,7 mil milhões de anos*. (...) *A produção continuada de oxigénio livre como subproduto da fotossíntese resultou numa crise: as células tiveram que se adaptar a uma atmosfera oxigenada, ou conseguiram sobreviver em ambientes anaeróbicos especializados.* (...). *Por isso toda a vida terrestre se tornou dependente, directa ou indirectamente, da fotossíntese celular antes de há 1,2 mil milhões de anos*. (...) *o primeiro passo na evolução das células eucariotas a partir das procariotas esteve relacionado com a sobrevivência na nova atmosfera contendo oxigénio: microorganismos procariotas aeróbicos (ou seja, proto-mitocôndrias) foram ingeridos e integrados no citoplasma de células anaeróbicas heterotróficas. Esta endossimbiose tornou-se obrigatório e resultou na evolução dos primeiros organismos amibóides amitóticos aeróbicos*. (...). *A evolução de mitose, que*

assegura, em cada divisão celular, a distribuição uniforme de grandes quantidades de ácido nucleico (isto é, cromossomas da célula hospedeira que contêm os genes desse hospedeiro) deve ter demorado milhões de anos. Ocorreu, provavelmente, após a transição para a atmosfera oxidante, já que todos os organismos eucariótas têm mitocôndrias e são fundamentalmente aeróbicos. (...). *Esta evolução da mitose ocorreu, provavelmente, entre há 1,2 e 0,6 mil milhões de anos* [153]. Deduções similares são efectuadas, no artigo referido, para outros organelos celulares.
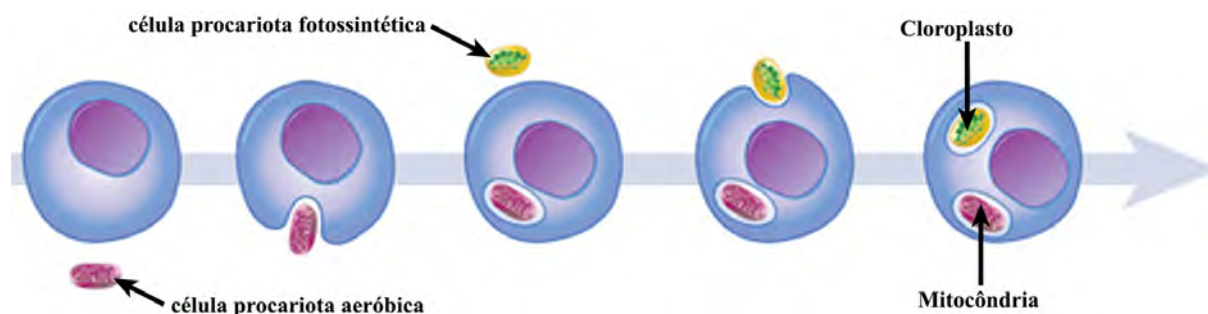
Figura I.16 - Origem das mitocôndrias e cloroplastos a partir da assimilação simbiótica de células procariotas aeróbicas e fotossintéticas, segundo a teoria endossimbiótica.

Assim, as células eucariotas teriam derivado da assimilação de células procariotas especializadas através de relações simbióticas. Muitos trabalhos realizados posteriormente têm vindo a dar suporte a esta teoria endossimbiótica [*e.g.*, 20; 35; 36; 124; 158].

Através dos processos antes aludidos e/ou outros, a vida foi-se tornando progressivamente mais complexa no decurso do Proterozóico. Pensa-se que foi na Era Mesoproterozóica (entre há 1 600 e 1 000 milhões de anos) que se verificou o desenvolvimento da reprodução sexuada, ampliando-se, assim, a complexidade da vida. Parece ter sido também nesta Era que comunidades de organismos unicelulares evoluíram no sentido dos organismos multicelulares.

Microfósseis que são típicos do Proterozóico, mas que surgiram no Arcaico, pelo menos há a partir de há 3,2 mil milhões de anos [78] e perduraram até ao Câmbrico [184], são os acritarcas (Figura I.17), nome genérico que é dado a pequenas estruturas esféricas orgânicas, em geral com diâmetro inferior a 300μ, de que se não conhece bem a filogenia, mas que, com frequência, são interpretadas como formas arcaicas dos dinoflagelados. Co-habitariam, há 3,2 mil milhões de anos [78], com formas microbianas bentónicas existentes na zona fótica de ambientes marinhos marginais siliciclásticos [120].
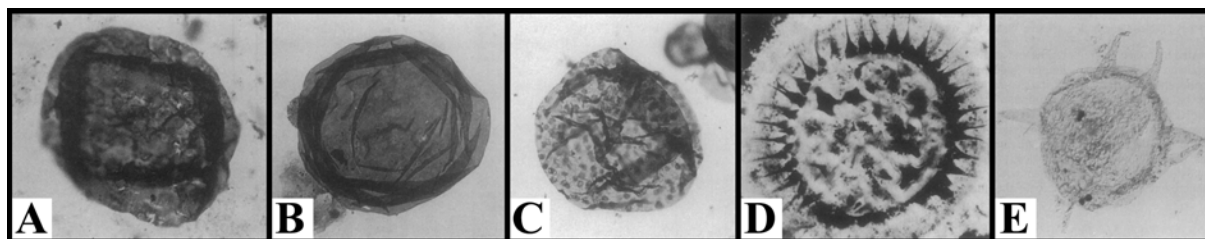
Figura I.17 - Alguns acritarcas representativos do Proterozóico. A – *Leiosphaeridia* sp., do Mesoproterozóico da Austrália. B - *Leiosphaeridia crassa*, do Neoproterozóico da Sibéria. C – *Kildinosphaera verrucata*, do Neoproterozóico da Sibéria. D – *Tanarium densum*, do Neoproterozóico da China. E – *Tanarium conoideum*, do Neoproterozóico da Sibéria.

Os dados existentes sugerem que, pelo menos no que se refere aos eucariotas, houve episódios de aceleração da evolução. A diversidade morfológica observada nos fósseis é pequena durante a Era Mesoproterozóica (entre há 1,6 e 1,0 mil milhões de anos), o que indica que lenta evolução dos protistas. Todavia, mais ou menos na transição do Mesoproterozóico para o Neoproterozóico, ou seja, por volta de há mil milhões de anos, a diversidade morfológica dos acritarcas, que se pensa terem sido produzidos por protistas, aumenta significativamente, aparentemente num contexto de crescimento geral da diversidade eucariótica, incluindo os organismos heterotróficos (que não conseguem produzir o seu próprio alimento e, por isso, se alimentam, directa ou indirectamente, de seres vivos autotróficos ou de outros heterotróficos) e as algas [90].

A complexidade das formas vivas foi-se ampliando ao longo do tempo em diversidade e abundância, começando a aparecer com frequência crescente, no registo geológico da Era Neoproterozóica (entre há 1000 e 541 milhões de anos), fósseis variados. Porém, se alguns parecem ser ancestrais de grupos biológicos modernos, como os microfósseis em forma de vaso (identificados como afins às amibas testáceas, que têm um esqueleto interno, a testa [*e.g.*, 139]), ou os primeiros espongiários [*e.g.*, 100], muitos são organismos ambíguos cujas relações com formas modernas são obscuras. De qualquer modo verifica-se que, com o decorrer do tempo a vida se foi diversificando, que a biodiversidade se foi ampliando bastante, começando a aparecer, também, várias formas de organismos multicelulares. Toda esta diversificação e ampliação da biosfera prenuncia a grande explosão que viria a ocorrer no Câmbrico (entre há 541 e 485 milhões de anos), em que surgem representantes ancestrais de todas as formas de vida modernas.

A era viu o desenvolvimento da reprodução sexual, o que aumentou consideravelmente a complexidade da vida por vir. Era o início do desenvolvimento da vida comunitária entre organismos, os organismos multicelulares.

I.9.3. Glaciações Neoproterozóicas

Após o grande período glaciário Huroniano, que ocorreu por volta de entre há 2,4 e 2,1 mil milhões de anos e, pelo menos a certa altura, atingiu o estado de "Terra bola de neve", o planeta parece ter permanecido em condições interglaciárias durante mais de mil milhões de anos. Também a composição da atmosfera parece, nesse período, não ter sido sujeita a alterações drásticas.

Porém, há cerca de 720 milhões de anos a condições mudaram radicalmente. Instalou-se um período glaciário que viria a perdurar, talvez, por mais de 150 milhões de anos, com fases interglaciárias mais amenas, mas em que algumas das fases glaciárias teriam atingido o estado de "Terra bola de neve" [e.g., 70; 71]. A fase mais intensa deste período glaciário parece ter-se desenvolvido no Período Criogénico (do grego *cryos* = frio + *genesis* = origem), que ocorreu entre há 720 e 635 milhões de anos.

Os vestígios deste grande período glaciário estão distribuídos praticamente por todas as zonas cratónicas da Terra. Em geral considera-se que houve quatro glaciações principais: a de Kaigas, entre há cerca de 770 a 735 milhões de anos; a Sturciana, entre há uns 715 e 680 milhões de anos; a Marinoana, entre mais ou menos há 660 a 635 milhões de anos; e a de Gaskiers ou Varangeriana, que foi a mais curta, entre há 585 e 582 milhões de anos [e.g., 169]. Porém, os muitos dados que existem sobre estas glaciações são ainda um tanto confusos e as datações, efectuadas com recurso a vários métodos radiocronológicos, nem sempre são convergentes. Todavia, está bem definido que ocorreram, no Neoproterozóico, modificações climáticas brutais, tendo o clima da Terra variado entre fases em que parte ou a totalidade da superfície do planeta esteve congelado e outras que foram invulgarmente quentes, não se sabendo ainda ao certo quantas glaciações existiram [e.g., 2].

De igual modo, não se conhecem bem as causas que estiveram na génese deste grande período glaciário. Neste aspecto, é necessário ter em consideração que a luminosidade solar seria, então, uns 12% mais fraca do que a actual (Figura I.14), que não se conhecem bem os valores que alguns parâmetros astronómicos com influência no clima (como os da excentricidade da órbita, a precessão dos equinócios e a inclinação do eixo da Terra), teriam então, e que a biosfera era fundamentalmente diferente da actual. Não existia, por exemplo, plâncton que utilizasse os iões de cálcio na formação do seu exoesqueleto, como viria a acontecer mais tarde, no Fanerozóico, até à actualidade, em que esses organismos actuam como amortecedor ou regulador climático, retirando carbonatos da água do mar e depositando-os no fundo marinho (por acumulação desses exoesqueletos), o que tem importância decisiva no ciclo do

carbono e, consequentemente, do dióxido de carbono e de outras substâncias. Na ausência de plâncton que extraísse o carbonato da água, o ajuste com implicações climáticas era efectuado essencialmente através da deposição de carbonatos em águas pouco profundas, que contrabalançavam os que chegavam ao oceano com origem no intemperismo das rochas em terra. Assim, as glaciações neoproterozóicas, com extensão quase global e duração de milhões de anos, e a formação de formações sedimentares carbonatadas que se sobrepõem aos depósitos glaciários e são em geral indicadoras de águas quentes, podem, portanto, ser entendidas em termos de uma maior sensibilidade do ciclo de carbono dessa altura à perda de ambientes de águas pouco profundas e das consequências climáticas disso no que se refere ao dióxido de carbono e à expansão das calotes glaciárias. Nesta perspectiva, a aparente ausência de grandes glaciações durante mais de mil milhões de anos, entre a Huroniana e a Neoproterozóica, poderia ser resultante da existência de contrastes topográficos insuficientes para que houvesse grande redução na áreas neríticas quando porventura ocorriam abaixamentos do nível médio do mar [142].

Não se sabe bem quais, entre as glaciações neoproterozóicas aludidas, teriam ou não atingido efectivamente o estado de “Terra bola de neve”, ou se, nessas ocasiões, algumas áreas oceânicas teriam permanecido sem cobertura de gelos. Este é um assunto que continua a ser bastamente discutido [*e.g.*, 2; 85; 86; 161], estando-se ainda longe de conclusões definitivas. De igual modo, continuam-se a discutir os impactos que essas glaciações tiveram na biosfera (que na altura era exclusivamente marinha). Como as evidências paleomagnéticas indicam que até as zonas equatoriais teriam então ficado cobertas por gelo [*e.g.*, 130], e como algumas formações glaciárias apresentam formações sedimentares de ferro [*e.g.*, 203] (o que corresponde à reaparição de tais formações no registo estratigráfico após cerca de mil milhões de anos), alguns autores consideram que a produtividade biológica na parte superficial do oceano teria colapsado durante milhões de anos, e que, com a superfície coberta por gelo, o oceano teria atingido novamente, pelo menos em grande parte, estado anóxico [*e.g.*, 70], o que teria tido profundas repercussões na evolução biológica. Apenas bactérias extremófilas teriam conseguido resistir, sendo muitas das linhagens ancestrais dizimadas. É possível, contudo, que várias formas de vida não extremófila tenham conseguido resistir em refúgios específicos. Mesmo que existissem espaços oceânicos abertos que não tenham congelado, as condições para sobrevivência da vida então existente não teriam sido fáceis, embora, neste caso, as probabilidades de uma gama mais diversificada de organismos multicelulares evoluírem fosse maior [43].

É possível que as condições extremas atingidas por algumas das glaciações neoproterozóicas e a transição para os períodos interglaciários que lhes sucederam, tenham constituído fortes estímulos evolutivos. Por exemplo, os acritarcas tornam-se mais abundantes e variados há cerca de 900 a 800 milhões de anos, diferenciando-se em várias formas ornamentadas. Proliferavam, também, nesta altura, protistas em forma de vaso . Porém, a maioria dos *taxa* que se originaram durante na primeira metade do Neoproterozóico desaparecem aparentemente quando se instalam as glaciações, para depois, nos tempos pós-glaciários, nas sucessões estratigráficas de, pelo menos, três continentes, se verificar notável diversificação, com formas altamente ornamentadas [90]. Estima-se que a última glaciação do Neoproterozóico tenha provocado um episódio de extinção em massa, reduzindo a diversidade das formas planctónicas nuns 70%, tendo desaparecido a maior parte dos taxa pré-existentes, morfologicamente complexos, mas, quando se transita para o pós-glaciário, já no Câmbrico, são restaurados os elevados níveis de diversidade planctónica [183].

Todavia, os dados sobre a sobrevivência dos organismos nestas glaciações que eventualmente atingiram a fase de "Terra bola de neve" são, por vezes, divergentes. Por exemplo, o estudo de formações neoproterozóicas do Vale da Morte, na Califórnia, permite concluir que os microfósseis (de organismos eucariotas auto e heterotróficos) existentes antes, durante e após a glaciação Sturciana parecem não apresentar variações significativas, não se verificando os expressivos fenómenos de extinção com frequência postulados pelas condições da "Terra bola de gelo", e que a complexidade trófica sobreviveu à glaciação [43]. Tal parece indicar que as condições glaciárias não foram tão extremas como se tem deduzido dos registos de outras regiões, e que, possivelmente, subsistiram áreas isentas de coberturas geladas.

O início do período Edicariano (entre há 635 e 541 milhões de anos) foi marcado por uma das modificações climáticas mais intensas da história da Terra, correspondente ao final da glaciação Marinoana, em que, possivelmente, foi atingido o estado de "Terra bola de neve". Depósitos glacio-marinhos marinoanos ocorrem em paleolatitudes equatoriais [*e.g.,* 167], aos quais estão sobrejacentes depósitos carbonatados com 1 a 5 metros de espessura, transitando-se de uns para os outros de forma brusca. Estes depósitos carbonatados têm sido interpretados como correspondentes a uma fase de precipitação generalizada de carbonatos ocorrida durante a elevação do nível do mar que se seguiu à glaciação [*e.g.,* 71]. A transição abrupta traduz um sistema climático em profundo desequilíbrio, tendo sido avançadas várias hipóteses para a rapidez com se passou de condições glaciárias extremas para condições interglaciárias, entre as quais: grande actividade vulcânica subaérea que teria provocado grande e rápido

aumento dos teores de dióxido de carbono na atmosfera [70]; processos de retro-alimentação negativa envolvendo o albedo da Terra, ou seja, quanto menos extensas eram as áreas cobertas por gelo mais calor solar era absorvido e, por consequência, mais condições havia para que as áreas remanescentes começassem também a ser fundidas [71]; contraste entre o oceano glaciário, em que vastas porções do oceano profundo teriam ficado anóxicas e saturadas em carbonatos dissolvidos, e que, com a diferente circulação oceânica imposta pela deglaciação, teriam começado a aflorar à superfície, precipitando os carbonatos [60]; a destabilização de hidratos de metano durante a deglaciação e concomitante inundação das plataformas continentais [79], nomeadamente através da libertação de metano por clatratos (gelo com metano aprisionado na estrutura cristalina) existentes no *permafrost* (solo permanentemente congelado) localizado a baixas latitudes [86].

Devido à preponderância de um dos mecanismos aludidos ou pela convergência de alguns deles, os dados parecem indicar claramente que, por volta de há 635 milhões de anos, se passou muito rapidamente de condições glaciárias extremas (possivelmente do estado de "Terra bola de neve") para condições interglaciárias muito acentuadas (com temperaturas atmosféricas bastante elevadas), provavelmente devido à instalação de um efeito de estufa muito acentuado, induzido pela presença de grandes quantidades de dióxido de carbono e de metano na atmosfera. Embora, após esta grande glaciação Marinoana, possa ter ocorrido uma outra, a Varangeriana (ou de Gaskiers) entre há 585 e 582 milhões de anos, foi de curta duração e, aparentemente, não atingiu foi tão extremada. Assim, pode considerar-se que a glaciação Marinoana foi a última profundamente marcante do Neoproterozóico, durante e após a qual os factores ambientais, incluindo os biológicos, foram evoluindo no sentido de construção de um ambiente que, há 541 milhões de anos, viria a permitir que a Terra entrasse numa nova fase caracterizada principalmente pela grande ampliação e diversificação dos organismos vivos, isto é, desse origem ao que, com frequência, é designado por "explosão câmbrica".

I.9.4. A "dança" pré-câmbrica dos continentes

Com a atmosfera em crescente oxigenação durante todo o Proterozóico e com a vida a evoluir no sentido da complexidade, nomeadamente através da reprodução sexuada e do aparecimento dos organismos multicelulares, os mecanismos da tectónica de placas continuaram a funcionar, criando e destruindo ambientes à superfície.

É de relevar que, efectivamente, a tectónica de placas tem grande influência no desenvolvimento das características climáticas da Terra, até porque a disposição relativa dos continentes determina muitas das características da circulação oceânica, a qual é um dos principais reguladores climáticos do planeta. Refira-se muito sucintamente, apenas para exemplificar, que o actual clima é, em muito, regulado pela circulação oceânica termohalina, de uma forma que, com frequência, é designada por "correia transportadora oceânica" (*ocean conveyor belt*).

Com efeito, no Oceano Atlântico Norte, verifica-se que correntes induzidas pelo vento (de que ressalta a Corrente Quente do Golfo) se movimentam aproximando-se da zona polar, assim transportando calor das baixas para as altas latitudes. Também no Mediterrâneo, onde a água é sujeita a aquecimento solar e evaporação, quando sai pelo Estreito de Gibraltar, é uma água quente, mais salgada do que a do Atlântico e, portanto, mais densa. Ao fluir do estreito, sofre inicialmente intensa mistura vertical e lateral com a Água Atlântica, o que lhe provoca alguma diminuição de densidade. O fluxo subsequente, sob forma de nível intermédio situado entre 500 m e 1 300 m de profundidade, caracterizado por elevada temperatura e densidade é, devido ao efeito de Coriolis, deflectida para a direita, contornando a margem sul da Península Ibérica, e depois, também devido ao efeito aludido, contorna a margem oeste ibérica, prosseguindo mais para norte mais ou ao longo da margem atlântica europeia. Quando se aproxima da Groenlândia aflora á superfície e arrefece (liberta calor), pelo que se torna mais densa e, por isso, mergulha em profundidade, sendo um dos elementos da formação da Água Atlântica de Fundo. Esta percorre longitudinalmente todo o Atlântico, acabando por aflorar nos Oceanos Índico e Pacífico, onde tem influência no desenvolvimento das monções. Este é apenas um dos aspectos da circulação termohalina, através da qual é transportada energia (sob forma de calor) e matéria (sedimentos em suspensão e substâncias dissolvidas) por todo o globo, e que, como é evidente, tem grande impacte no clima da Terra.

Por outro lado, já mais acima, quando se fez alusão à Kenorlândia no contexto da glaciação Huroniana, se referiu a importância climática de existiram grandes áreas continentalizadas e, consequentemente, menos áreas litorais sujeitas à influência moderadora do oceano. O certo é que a distribuição dos continentes no globo terrestre tem, por várias razões, grande influência climática, podendo, por vezes, ser determinante. Por outro lado, é importante ter em consideração que a evolução biológica se processa, normalmente, como resultado de modificações ambientais. Neste contexto, o isolamento de populações (que têm que se adaptar às condições dessa área, inclusivamente no que se refere à existência ou não de predadores)

constitui, entre outros, um estímulo evolutivo importante, pelo que se pode dizer que quanto menor for o isolamento menor será a diversificação. Mas mesmo sem o aludido isolamento, a modificação das características ambientais (como quando, ao longo do tempo, determinada região vai ficando progressivamente mais profunda em consequência da abertura de um oceano, ou vai aumentando de altitude devido a colisão continental) induz fenómenos de adaptação e, portanto, de especiação biológica, o que aumenta a biodiversidade, ao mesmo tempo que provoca a extinção de algumas espécies que não se conseguem adaptar às novas condições.

Porém, a disposição relativa dos continentes no Pré-câmbrico (ou seja, desde a formação da Terra até há 541 milhões de anos) é ainda muito mal conhecida, havendo com frequência versões contraditórias. Nesta situação, é em geral difícil deduzir qual seria, na altura, a influência climática da distribuição dos continentes, e ainda mais raciocinar sobre como seria, então, a circulação oceânica. Porém, é importante ter em consideração dois estados extremos: aquele em que os continentes estavam fragmentados, distribuindo-se por todo o globo; e o decorrente da aglomeração de todas as massas continentais (ou a maior parte delas) num super-continente.

Este lentíssimo bailado dos continentes, ora dispersando-se, ora aglomerando-se, é conhecido pela designação de "Ciclos de Wilson", em homenagem ao geólogo canadiano John Tuzo Wilson (1908 - 1993) que, na década e 60 do século passado foi um dos responsáveis pelo desenvolvimento da teoria da tectónica de placas, nomeadamente no que se refere aos processos de abertura e fecho dos oceanos [199; 200]. Não se sabe quantos ciclos de Wilson ocorreram no Pré-câmbrico , havendo, como foi referido, versões muito contrastantes.

A tectónica de placas, tal como a conhecemos, com zonas de subducção onde a crosta é consumida e homogeneizada no manto e riftes onde nova crusta é criada, num processo contínuo de reciclagem crustal, requer condições térmicas, de fluidos e composicionais específicas. Segundo teoria elaborada recentemente, no Pré-câmbrico não haveria essas condições, pelo que a tectónica seria diferente (tectónica de cobertura, *lid tectonics*) conduzindo a regimes alternados de movimentação dos blocos crustais e outros em que tais blocos estariam estáticos. Tal parece ser confirmado por determinações paleomagnéticas que indicam permanência das posições dos pólos magnéticos durante longos intervalos de tempo, interrompidos por períodos em que a deriva do pólo magnético seria relativamente rápida. Entre há cerca de 2,8 ou 2,7 mil milhões de anos até há uns 2,2 mil milhões de anos, a localização polar seria periférica a esta grande massa crustal, mas após rápida reconfiguração

do manto e da crusta, por volta de há 2,2 mil milhões de anos, o pólo passou a ter posição centrada no continente. Assim, o comportamento polar teria sido quase estático entre há cerca de 2,7 e 2,2, 1,7 e 1,25 e 0,75 e 0,6 mil milhões de anos, o que indicia que, nesses períodos, não haveria deriva continental, e que, possivelmente, a maior parte dos blocos crustais estaria aglomerada num supercontinente [137; 138].

Porém, a maior parte dos autores continua a utilizar, para os tempos pré-câmbricos, a clássica tectónica de placas e os ciclos de Wilson. Embora, como se referiu, haja diferentes versões, por vezes contraditórias, numa síntese abreviada apenas com carácter ilustrativo, pode dizer-se que têm sido proposta a existência, no Arcaico e no Proterozóico, de vários super-continentes, designadamente de Vaalbara, entre há cerca de 3,6 e 2,8 mil milhões de anos; de Ur, há cerca de 3 mil milhões de anos; da já referida mais acima Kenorlândia, entre há cerca de 3,7 e 2,1 mil milhões de anos; e Columbia (também designado por Nuna e Hudsonlândia), entre há uns de 1,8 e 1,5 mil milhões de anos; de Rodínia, entre há cerca de 1,25 e 0,75 mil milhões de anos; e de Panócia ou super-continente Vendiano, que se teria constituído por volta de há 600 milhões de anos e teria perdurado até há cerca de 540 milhões de anos [*e.g.*, 80; 98; 46; 166; 208: 209].

Parece não haver dúvidas que o clima da Terra foi, em qualquer dos casos, fortemente influenciado pelas configurações dos continentes. Porém, com tantas dúvidas e diferentes reconstruções que têm vindo a ser propostas, é difícil, de momento, elaborar muito mais sobre esta temática.

I.10. Súmula

I.10.1. Síntese dos acontecimentos principais do Pré-câmbrico

A parte da apaixonante história da Terra a que dedicámos as páginas anteriores é caracterizada por muitas dúvidas e incertezas. Debatemo-nos com a névoa cerrada do passado longínquo, em que apenas conseguimos divisar alguns vultos imprecisos, e é com essas imagens imprecisas que, através de análises comparativas e raciocínios especulativos, tentamos reconstituir o que e como teria sido essa parte estruturante da vida do nosso planeta. Uma parte que corresponde a quase 90% da história da Terra ...

Porém, é já muito o que sabemos dessa fase absolutamente fundamental da evolução da Terra e, portanto, da criação do Ambiente tal como o conhecemos. De forma quase telegráfica, correndo o risco de não mencionar outros aspectos que foram estruturantes, sabemos que:

- O nosso planeta se constituiu há pouco mais de 4,5 mil milhões de anos a partir de uma nuvem de gás e poeiras (uma nebulosa solar).
- Entre há 4,51 e 4,44 mil milhões de anos verificou-se a colisão do planetóide Teia, que teria dimensões semelhantes à de Marte, com a Terra, que estaria ainda na fase de proto-planeta; tal provocou aumento significativo da massa terrestre, que o eixo de rotação da Terra ficasse mais inclinado relativamente ao plano da eclíptica, que o movimento de rotação fosse retardado (acrescentando, na altura, mais cerca de 5 horas à duração do dia), e que o equador da Terra e a órbita da Lua se tenham tornado aproximadamente coplanares.
- É devido à colisão de Teia com a Terra e consequente formação da Lua que o nosso planeta tem um eixo de rotação com inclinação estabilizada em torno dos 23º, que temos marés marinhas e estações do ano, e que foram criadas condições de equilíbrio, sem as quais muito dificilmente os seres vivos teriam evoluído até formas superiores.
- Devido principalmente aos fenómenos relacionados com acreção, a Terra era, nas fases iniciais da sua evolução, extremamente quente; o nosso planeta estava no estado de "Terra bola de fogo" e o que existia à superfície eram "oceanos" de magma, isto é, de rochas fundidas.
- Em obediência às Leis da Física, a Terra foi arrefecendo, de tal forma que, provavelmente há uns 4,4 a 4,3 mil milhões de anos (como é indicado por alguns dos zircões de Jack Hills), as rochas à superfície começaram a consolidar, surgindo assim os primeiros blocos continentais.
- Com o progressivo arrefecimento da Terra, atingiram-se condições de temperatura e de pressão atmosférica, provavelmente há mais de 4 mil milhões de anos, para o valor de água

que existia na atmosfera da altura se condensar, transformando-se em chuva e, consequentemente, dando origem aos oceanos primevos, os quais seriam, além de muito quentes, também muito ácidos e anóxicos.

- Se, inicialmente, as temperaturas extremas à superfície da Terra eram incompatíveis com a vida, com o progressivo arrefecimento criaram-se condições compatíveis com uma evolução pré-biótica (química) conducente a sistemas proto-celulares, capazes de auto-replicação, e posteriormente, ao aparecimento dos primeiros organismos vivos. Porém, os indícios dessas fases iniciais de criação de vida foram completamente obliterados devido aos processos de homogeneização das rochas no manto, que destruíram quaisquer evidências que nelas pudessem estar registadas. No entanto, pensa-se que a vida na Terra se teria iniciado entre há 3,8 e 4,0 mil milhões de anos, ou mesmo mais.
- Os possíveis indícios de vida mais antigos que se conhecem até ao momento encontram-se, como é evidente, nas rochas arcaicas que escaparam à homogeneização no manto; são microfósseis com idades provavelmente superiores a há 3,4 mil milhões de anos (presentes nos arenitos de Strelley Pool e nos chertes de Apex, na Austrália), correspondentes a organismos hipertermófilos e quimiossintéticos, embora não se possa excluir a hipótese de que alguns já tivessem capacidades fotossintéticas.
- Diferentes análises experimentais e modelos teóricos tendem a concluir que toda a vida que conhecemos na Terra (aeróbicos, anaeróbicos, animais, vegetais, etc.) derivou de um único organismo hipertermófilo, normalmente designado por “primeiro ancestral comum universal”, que teria constituído a verdadeira raiz da árvore da vida, que teria surgido talvez há mais de 4 mil milhões de anos .
- A atmosfera primordial da Terra (até há 4 mil milhões de anos) era constituída predominantemente por metano, amónia, vapor de água e pequenas percentagens de azoto e dióxido de carbono. A maior parte dos constituintes dessa atmosfera primordial ou escaparam para o espaço (como foram os casos do hidrogénio e do hélio), ou precipitaram na forma de líquidos (como a água) ou reagiram quimicamente formando compostos sólidos. Constitui-se, assim, talvez há uns 4 mil milhões de anos, a segunda atmosfera, modelada principalmente pelas emissões vulcânicas.
- Foi numa Terra com ambientes anóxicos e redutores que surgiram os primeiros organismos fotossintéticos, que viriam a ser responsáveis por termos uma atmosfera oxigenada. Não se sabe bem quando surgiram, embora seja possível que as primeiras formas de vida com

essas características tenham surgido, talvez, há 4 mil milhões de anos. Contudo, as evidências desse tipo de vida são muito frágeis. A mais antiga reminiscência de fotossíntese aeróbica, contestada, parece ser a que é conferida por biomarcadores existentes em hidrocarbonetos extraídos na Austrália, cuja idade é de 2,7 mil milhões de anos. Os mais antigos fósseis inequívocos de organismos fotossintéticos parece serem os que foram encontrados nos chertes negros de Gunflint, no Canadá, cuja idade é de "apenas" 1,9 mil milhões de anos.

- Devido à presença de grandes quantidades e metano, de dióxido de carbono e de outros gases na atmosfera, existia, então, um efeito de estufa muito pronunciado, ou seja, a superfície terrestre era muito quente, apesar da intensidade do Sol na altura ser apenas de uns 75% da actual.
- Os oceanos e a atmosfera não tinham, então, quantidades significativas de oxigénio. Foi nestas condições que a vida microbiana anaeróbica prosperou em meio marinho. Porém, tinham já surgido bactérias fotossintéticas que, progressivamente, iam libertando quantidades crescentes de oxigénio, que era consumido na oxidação de materiais, nomeadamente o ferro ferroso (sob forma reduzida), que é solúvel, e que assim se convertia em ferro férrico, o qual precipitava sob forma minerálica no fundo dos oceanos, dando origem típicas às formações de ferro bandado (características dos terrenos com idades entre 3,8 e 1,8 mil milhões de anos).
- A progressiva oxigenação do oceano provocou a primeira extinção em massa, pois que a maior parte das formas da vida então existente era anóxica e, portanto, o oxigénio era letal para esses organismos.
- Quando o oceano atingiu um estado de oxigenação considerável, possivelmente há uns 2,5 ou 2,4 mil milhões de anos, devido à actividade fotossintética começaram a ser libertadas para a atmosfera quantidades crescentes de oxigénio. Foi o denominado "Grande Evento de Oxigenação", que ocorreu talvez há uns 2,4 mil milhões de anos, e que começou a modelar a atmosfera tal como a conhecemos. Porém, a percentagem de oxigénio na atmosfera seria ainda muito pequena, tendo atingido na altura apenas 10% a 20% do oxigénio atmosférico que hoje existe (que corresponde a 20,9% dos gases atmosféricos).
- Com uma atmosfera oxigenada, parte do oxigénio, nas camadas superiores da atmosfera e sob acção dos raios ultravioletas, converteu-se em ozono, começando-se, assim, a estabelecer-se na estratosfera uma camada de ozono, que filtra os raios ultravioletas, letais

para a vida, e, consequentemente, criaram-se condições para os organismos vivos colonizarem as camadas superficiais do oceano.

- Foi mais ou menos nesta altura, há uns 2,4 mil milhões de anos, que se ocorreu um grande período glaciário (a glaciação Huroniana), em que se desenvolveram talvez quatro glaciações intercaladas com fases interglaciárias. Não se conheçam bem as causas que induziram esse período glaciário, é possível que tenha resultado da convergência de uma série de factores, entre os quais o arrefecimento natural da Terra, um Sol que seria uns 20% mais fraco do que o actual, a atenuação do efeito de estufa e a continentalização (pois as massas continentais estariam aglomeradas no super-continente de Kenorlândia). É possível que toda a superfície terrestre tivesse, nalgumas destas glaciações, ficado inteiramente coberta por gelos, isto é, que se tenha atingido o estado de "Terra bola de neve".
- O período glaciário aludido atingiu proporções extremas, o que seguramente constituiu um enorme desafio para a vida monocelular e marinha então existente. Constituiu também, muito provavelmente, um grande estímulo evolutivo.
- Após o período glaciário do Paleoproterozóico, a atmosfera continuou a ser oxigenada e a vida continuou a evoluir. Provavelmente, bactérias (células procariotas) estabelecidas em comunidades evoluíram no sentido de uma certa especialização, criando relações simbióticas e acabando por se juntar num único organismo, formando células eucariótas (teoria endossimbiótica). A vida foi-se expandindo ao longo do tempo em diversidade e abundância. Verifica-se o desenvolvimento da reprodução sexuada, começando a aparecer, também, várias formas de organismos multicelulares.
- Há cerca de 720 milhões de anos a condições ambientais mudaram radicalmente, instalando-se um período glaciário que viria a perdurar, talvez, por mais de 150 milhões de anos, com fases interglaciárias mais amenas, mas em que algumas das fases glaciárias teriam atingido o estado de "Terra bola de neve". Como acontece com todas as grandes modificações ambientais, esta foi, por certo, uma fase em que muitas espécies acabaram por se extinguir, mas também um forte estímulo evolutivo.
- Mais ou menos na mesma altura em que se instalou o período glaciário neoproterozóico, verifica-se um segundo evento de oxigenação atmosférica, atingindo o oxigénio níveis da ordem de 80% a 90% dos que actualmente tem. Tal traduz uma actividade fotossintética

extremamente activa, o que é surpreendente quando se têm em consideração as condições glaciárias que então prevaleciam.

- O final do período glaciário Neoproterozóico ocorreu no início do período Edicariano (entre há 635 e 541 milhões de anos) e correspondeu a uma das modificações climáticas mais intensas da história da Terra. Devido, provavelmente, à convergência de vários factores, instalou-se um efeito de estufa que fez com que se passasse muito rapidamente de condições glaciárias extremas (possivelmente do estado de "Terra bola de neve") para condições interglaciárias muito acentuadas (com temperaturas atmosféricas bastante elevadas).
- A transição abrupta acima aludida traduz um sistema climático em profundo desequilíbrio, que por certo teve grandes consequências na biosfera, forçando-a a evoluir no sentido da criação de espécies mais resistentes e/ou mais adaptáveis. Embora possa ter ocorrido posteriormente outra glaciação (a Varangeriana ou de Gaskiers, entre há 585 e 582), esta foi relativamente curta e não tão extremada como a anterior.
- Assim, pode considerar-se que a glaciação Marinoana foi a última profundamente marcante do Neoproterozóico, durante e após a qual os factores ambientais, incluindo os biológicos, foram evoluindo no sentido de construção de um ambiente que, há 541 milhões de anos, viria a permitir que a Terra entrasse numa nova fase caracterizada principalmente pela grande ampliação e diversificação dos organismos vivos, isto é, desse origem ao que, con frequência, é designado por "explosão câmbrica".

I.10.2. O nascimento do "nosso" Ambiente

Utilizando linguagem metafórica, pode dizer-se que, após a fecundação (a colisão do "espermatozóide" Teia com o "óvulo" Terra), quando terminou o Hadeano, há 4 mil milhões de anos, a gestação do ambiente tal como o conhecemos se encontrava em pleno curso, estando muitas das partes essenciais do novo ser (o "nosso" Ambiente) já basicamente formadas, nomeadamente o esqueleto (a crusta litosférica) e o sangue (os oceanos).

Todavia, tal como se verifica no desenvolvimento dos fetos, os diferentes órgãos precisam de se desenvolver de forma adequada, para o que é preciso tempo. Faltava ainda muito para haver condições para o parto. Foi preciso que decorressem muitos milhões de anos para que os outros órgãos essenciais se desenvolvessem, nomeadamente uma atmosfera oxigenada, uma "pele" protectora dos raios ultra-violeta (camada de ozono) e, mais importante no que a

nós diz respeito, a geração de vida dependente do oxigénio. Tal começou a ocorrer há 2,5 mil milhões de anos.

Tal como acontece com o novo ser no ventre da progenitora, os "órgãos" acima aludidos foram-se desenvolvendo e fortalecendo progressivamente, adquirindo formas cada vez mais semelhantes às que terá no momento do parto.

Após as grandes glaciações neoproterozóicas, o novo ser (o ambiente tal como o conhecemos) adquiriu as características que lhe permitiam encetar uma nova de vida de forma, até certo ponto, independente, ou seja, estava pronto para o parto. Tal viria a acontecer por volta de há 540 milhões de anos, com o que normalmente é designado por "explosão câmbrica", em que se verificou notável expansão da quantidade e da variedade de formas de vida multicelular. Começou então nova fase da história que haveria por nos gerar, por um lado tornando as formas de vida progressivamente mais complexas, por outro adquirindo capacidades para se libertar do meio hídrico e iniciar a colonização das terras emersas.

Foi a longa infância do ambiente que conhecemos e que estamos a modificar, que decorreu durante mais de 500 milhões de anos. Foi, contudo, uma infância curta, quando se atenta aos mais de 4 mil milhões de anos que durou a gestação.

O ambiente em que nós, homens, nos constituímos, é um ambiente complexo, que foi em muitos dos aspectos essenciais modelado pela própria vida. É Gaia em todo o seu esplendor, em que os seus diferentes componentes físicos principais (atmosfera, criosfera, hidrosfera e litosfera, para não falar de outras esferas, como a ozonosfera e a magnetosfera) são intimamente integrados com a biosfera de modo a formar um complexo sistema interactivo tendente a preservar a vida. É a Gaia que nos gerou, a nós homens, que vivemos num pequeno "pálido ponto azul", que é apenas um dos vários planetas que orbita o Sol, o qual é apenas uma estrela entre outros 100 mil milhões de estrelas que compõem a galáxia, a qual é apenas uma das mais de 200 mil milhões de galáxias que existem no universo.

Referências bibliográficas

1 Abe, Yutaka (1993) - Physical state of the very early Earth. *Lithos*, 30:223-235

2 Allen, Philip A.; Etienne, James L. (2008) - Sedimentary challenge to Snowball Earth. *Nature Geoscience,* 1(12):817-825. DOI: 10.1038/

3 Allwood, Abigail C.; J.P.; Knoll, A.H.; Burch, I.W.; Anderson, M.S.; Coleman, M-L.; Kanik, I (2009) - Controls on development and diversity of Early Archean stromatolites. *PNAS - Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA,* 196(24):9548–9555. DOI: 10.1073/pnas.0903323106

4 Allwood› Abigail C.; Walter, M.R.; Burch, I.W.; Kamber, B.S. (2007) - 3.43 billion-year-old stromatolite reef from the Pilbara Craton of Western Australia: ecosystem-scale insights to early life on Earth. *Precambrian Research*, 158(3-4):198–227. DOI: 10.1016/j.precamres.2007.04.013.

5 Anbar, Ariel D.; Holland, H.D. (1992) The photochemistry of manganese and the origin of banded iron formations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(7):2595–2603. DOI: 10.1016/0016-7037(92)90346-K

6 Bahcall, John N.; Pinsonneault, M.H.; Basu, S. (2001) - Solar Models: current epoch and time dependences, neutrinos, and helioseismological properties. *The Astrophysical Journal*, 55(2):990–1012. DOI: 10.1086/321493.

7 Barghoorn, E.S.; Tyler, S.A. (1965) - Microorganisms from the Gunflint Chert: These structurally preserved Precambrian fossils from Ontario are the most ancient organisms known. *Science*, 147(3658):563–575.

8 Basu, A.R.; Ray, S.L.; Saha, A.K.; Sarkar, S.N. (1981) - Eastern Indian 3800-Million-Year-Old Crust and Early Mantle Differentiation. Science, 212(4502):1502-1506. DOI: 10.1126/science.212.4502.1502.

9 Bau, Michael; Möller, Peter (1993) - Rare earth element systematics of the chemically precipitated component in Early Precambrian iron-formations and the evolution of the terrestrial atmosphere-hydrosphere-lithosphere system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(10):2239–2249. DOI: 10.1016/0016-7037(93)90566-F

10 Bekker, Andrey (2015) - Huronian Glaciation. *In*: Ricardo Amils, Muriel Gargaud, José Cernicharo Quintanilla *et al*., *Encyclopedia of Astrobiology*, 8p., Springer Berlin Heidelberg. DOI: 10.1007/978-3-642-27833-4_742-4

11 Bekker, Andrey; Kaufman, A.J.; Karhu, J.A.; Beukes, N.J.; Swart, Q.D.; Coetzee, L.L.; Eriksson, K.A. (2001) - Chemostratigraphy of the Paleoproterozoic Duitschland Formation, South Africa: implications for coupled climate change and carbon cycling. *American Journal of Science*, 301:261–285.

12 Bickle, M.J. (1986) - Implications of melting for stabilisation of the litosphere and heat loss in the Archaean. *Earth and Planetary Science Letters*, 80(3-4):314–324. DOI: 10.1016/0012-821X(86)90113-5

13 Black, L.P.; Williams, I.S.; Compston, W. (1986) - Four zircon ages from one rock: the history of a 3930 Ma-old granulite from Mount Sones, Enderby Land, Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94(4):427-437. DOI: 10.1007/BF00376336.

14 Boothroyd; Arnold I.; Sackmann, I.-Juliana (2003) - Our Sun. IV. The Standard Model and Helioseismology: Consequences of Uncertainties in Input Physics and in Observed Solar Parameters. The Astrophysical Journal, 583:1004-1023.

15 Bouvier, Audrey; Wadhwa, Meenakshi (2010) - The age of the Solar System redefined by the oldest Pb–Pb age of a meteoritic inclusion. *Nature Geoscience,* 3:637-641. DOI: 10.1038/ngeo941.

16 Bowring, Samuel A. (2014) - Early Earth: Closing the gap. *Nature Geoscience* **7**(3):169–170. DOI: 10.1038/ngeo2100.

17 Bowring, Samuel A.; Housh, Todd (1995) - The Earth's early evolution. *Science*, 269(5230): 1535-1540. DOI: 10.1126/science.7667634.

18 Bowring, Samuel A.; Williams, Ian S. (1999) - Priscoan (4.00±4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(1):3-16. DOI: 10.1007/s004100050465.

19 Brasier, Alexander T. (2014) - Archaean Soils, Lakes and Springs: Looking for Signs of Life. *In:* Yildirim Dilek & Harald Furnes (eds.), *Evolution of Archean Crust and Early Life*, pp. 367-384, Springer Netherlands. ISBN: 978-9400776142. DOI: 10.1007/978-94-007-7615-9_13

20 Brasier, Martin D. (2013) - Green algae (Chlorophyta) and the question of freshwater symbiogenesis in the early proterozoic. *Journal of Phycology*, 49(6):1036–1039. DOI: 10.1111/jpy.12133

21 Braterman, Paul S.; Cairns-Smith, A.G., and Sloper, R.W., 1983, Photo-oxidation of hydrated Fe2+ - Significance for banded iron formations. *Nature*, 303(5913):163–164. DOI: 10.1038/303163a0

22 Braun, Bruce (2014) - Did We Need The Moon? *Scitable by Nature Education*. http://www.nature.com/scitable/blog/postcards-from-the-universe

23 Brocks, Jochen J.; Buick, R.; Logan, G.A.; Summons, R.E. (2003) - Composition and syngeneity of molecular fossils from the 2.78 to 2.45 billion-year-old Mount Bruce Supergroup, Pilbara Craton, Western Australia. *Geochimica & Cosmochimica Acta*,67(22):4289–4319. DOI: 10.1016/S0016-7037(03)00208-4

24 Brocks, Jochen J.; Logan, G.A.; Buick, R.; Summons, R.E. (1999) - Archean Molecular Fossils and the Early Rise of Eukaryotes. *Science*, 285(5430):1033-1036. DOI: 10.1126/science.285.5430.1033

25 Byerly, Gary R; Lowe, D.R; Wooden, J.L; Xie, X, (2002) - An Archean Impact Layer from the Pilbara and Kaapvaal Cratons. *Science,* 297(5585):1325–1327. DOI: 10.1126/science.1073934.

26 Cairns-Smith, A.G. (1978) - Precambrian solution photochemistry, inverse segregation, and banded iron formations. *Nature*, 76(5690):807–808. DOI: 10.1038/276807a0

27 Canfield, D.E. (2005) - The early history of atmospheric oxygen: Homage to Robert M. Garrels. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33:1-36. DOI: 10.1146/annurev.earth.33.092203.122711

28 Canfield, D.E.; Habicht, K.S.; Thamdrup, B. (2000) -The Archean sulfur cycle and the early history of atmospheric oxygen. *Science*, 288(5466):658–661. DOI: 10.1126/science.288.5466.658

29 Canup, Robin M. (2004) - Simulations of a late lunar-forming impact. *Icarus*, 168(2):433–456. DOI: 10.1016/j.icarus.2003.09.028

30 Canup, Robin M.; Asphaug, Erik (2001) - Origin of the Moon in a giant impact near the end of the Earth's formation. *Nature,* 412(6848):708–712. DOI:10.1038/35089010.

31 Carlson, R. W.; Lugmair, G. W. (1988) - The age of ferroan anorthosite 60025: oldest crust on a young Moon? *Earth and Planetary Science Letters*, 90(2):119–130. DOI: 10.1016/0012-821X(88)90095-7.

32 Carlson, Richard W.; Garnero, E.; Harrison, T.M.; Li, J.; Manga, M.; McDonough, W.F.; Mukhopadhyay, S.; Romanowicz, B.; Rubie, D.; Williams, Q.; Shijie Zhong, S. (2014) - How Did Early Earth Become Our Modern World? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42:151-178. DOI: 10.1146/annurev-earth-060313-055016.

33 Castresana, Jose; Moreira, David (1999) Respiratory Chains in the Last Common Ancestor of Living Organisms.. *Journal of Molecular Evolution*, 49(4):453-460. DOI: 10.1007/PL00006568.

34 Cates, N.L.; Mojzsis, S.J. (2007) - Pre-3750 Ma supracrustal rocks from the Nuvvuagittuq supracrustal belt, northern Québec. *Earth and Planetary Science Letters*, 255(1-2):9–21. DOI: 10.1016/j.epsl.2006.11.034.

35 Cavalier-Smith, T. (2002) - Chloroplast Evolution: Secondary Symbiogenesis and Multiple Losses. *Current Biology*, 12(2):R62–R64. DOI: 10.1016/S0960-9822(01)00675-3.

36 Chapman, Michael J.; Margulis, Lynn (1998) - Morphogenesis by symbiogenesis. *International Microbiology*, 1(4):319–326

37 Cheney, E.S. (1996) - Sequence stratigraphy and plate tectonic significance of the Transvaal succession of southern Africa and its equivalent in Western Australia. *Precambrian Research*, 79(1-2):3-24. DOI: 10.1016/0301-9268(95)00085-2

38 Cloud, Preston (1972) - A working model of the primitive Earth. *American Journal of Science*, 272(6):537-548. DOI: 10.2475/ajs.272.6.537

39 Cohen, B. A.; Swindle, T. D.; Kring, D. A. (2000). Support for the Lunar Cataclysm Hypothesis from Lunar Meteorite Impact Melt Ages. *Science,* 290(5497):1754–1755. DOI: 10.1126/science.290.5497.1754

40 Coleman, Arthur P. (1907) - A lower huronian ice age. American Journal of Science, 23:187–192. DOI: 10.2475/ajs.s4-23.135.187

41 Coleman, Arthur P. (1908) - The Lower Huronian Ice Age. *The Journal of Geology,* 16(2):149-158.

42 Copley, Shelley D.; Smith, S.; Morowitz, H.J. (2005) - A mechanism for the association of amino acids with their codons and the origin of the genetic code. *PNAS - Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA,* 102(12):4442–4447. DOI: 10.1073/pnas.0501049102

43 Corsetti, Frank A.; Awramik, S.A.; Pierce, D. (2003) - A complex microbiota from snowball Earth times: Microfossils from the Neoproterozoic Kingston Peak Formation, Death Valley, USA. *PNAS - Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA,* 100(8):4399–4404. DOI: 10.1073/pnas.0730560100

44 Cronin, John R.; and Carleton B. Moore, C.B. (1971) - Amino Acid Analyses of the Murchison, Murray, and Allende Carbonaceous Chondrites. *Science*, 172(3990):1327-1329. DOI:10.1126/science.172.3990.1327

45 D'Argenio, Bruno; Geraci, Giuseppe; Gaudio; Rosanna del (2001) - Microbes in rocks and meteorites: a new form of life unaffected by time, temperature, pressure. *Rendiconti Lincei*, 12(1):51-68. DOI: 10.1007/BF02904521

46 Dalziel, Ian W. D. (1997) - Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin*, 109(1):16-42. DOI: 10.1130/0016-7606(1997)109<0016:ONPGAT>2.3.CO;2

47 Darwin, Charles (1859) – *On the Origin of Species by Means of Natural Selection, or the Preservation of Favoured Races in the Struggle for Life.* John Murray, 502p., London, U.K.

48 Davey, Mary Ellen; O'Toole, George A. (2000) - Microbial Biofilms: from Ecology to Molecular Genetics. *Microbiology and Molecular Biology Reviews*, 64(4):847–867.

49 de Gregorio, B.T.; Sharp, T.G.; Flynn, G.J.; Wirick, S.; Hervig, R. L. (2009) - Biogenic origin for Earth's oldest putative microfossils. *Geology* 37(7):631–634. DOI: 10.1130/G25683A.1

50 Derry, Louis A.; Jacobsen, Stein B. (1988) - The Nd and Sr isotopic evolution of Proterozoic seawater. *Geophysical Research Letters*, 15(4):397–400. DOI: 10.1029/GL015i004p00397.

51 Eakins, B.W.; G.F. Sharman (2010) - *Volumes of the World's Oceans from ETOPO1*. NOAA [National Oceanic and Atmospheric Science], National Geophysical Data Center, Boulder, CO, U.S.A.

52 Erickson, Albert J.; Simmons, Gene (1969) - Thermal Measurements in the Red Sea Hot Brine Pools. *In:* Egon T. Degens & David A. Ross (eds.), *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea*, pp.114-121, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. ISBN: 978-3662271209. DOI: 10.1007/978-3-662-28603-6_11

53 Evans, D.A.; Beukes, N.J.; Kirschvink, J.L. (1997) - Low-latitude glaciation in the Palaeoproterozoic era, *Nature,* 386(6622):262–266. DOI: 10.1038/386262a0

54 Fassett, Caleb I.; Minton, David A. (2013) - Impact bombardment of the terrestrial planets and the early history of the Solar System. *Nature Geoscience* 6(7):520–524. DOI: 10.1038/ngeo1841

55 Flannery, D.T.; Walter, R.M. (2012). "Archean tufted microbial mats and the Great Oxidation Event: new insights into an ancient problem". *Australian Journal of Earth Sciences* **59**(1):1–11. DOI: 10.1080/08120099.2011.607849.

56 Friedemann T.; Freund, Minoru M. (2015) - From Where Did the Water Come That Filled the Earth's Oceans? A Widely Overlooked Redox Reaction. American Journal of Analytical Chemistry, 6:342-349. DOI: 10.4236/ajac.2015.64033.

57 Froude, D.O.; Ireland, T.R.; Kinny, P.D.; Williams, I.S.; Compston, W.; Williams, I.R.; Myers, J.S. (1983) - Ion microprobe identification of 4,100–4,200 Myr-old terrestrial zircons. *Nature,* 304(5927):616–18. DOI: 10.1038/304616a0.

58 Garwood, Russell (2012) - Patterns in Palaeontology: The first 3 billion years of evolution. *Palaeontology [online]*, 2:art.12, 14p.

59 Griffin, Dale Warren (2013) - The Quest for Extraterrestrial Life: What About the Viruses?. *Astrobiology,* 13(8):774–783. DOI: 10.1089/ast.2012.0959.

60 Grotzinger, John P.; Knoll, Andrew H. (1995) - Anomalous carbonate precipitates; is the Precambrian the key to the Permian? *Palaios*, 10(6):578–596. DOI: 10.2307/3515096

61 Halliday, Alex N. (2000) - Terrestrial accretion rates and the origin of the Moon. *Earth and Planetary Science Letters,* 176(1):17–30. DOI: 10.1016/S0012-821X(99)00317-9.

62 Halliday, Alex N. (2008) - A young Moon-forming giant impact at 70–110 million years accompanied by late-stage mixing, core formation and degassing of the Earth. *Philosophical Transactions of the Royal **Society** A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 366:4163–4181. DOI: 10.1098/rsta.2008.0209.

63 Hanan, B. B.; Tilton, G. R. (1987) - 60025: relict of primitive lunar crust? *Earth and Planetary Science Letters*, 84(1):15–21. DOI:10.1016/0012-821X(87)90171-3.

64 Hannah, Judith L.; Bekker, A.; Stein, H.J.; Markey, R.J.; Holland, H.D. (2004) - Primitive Os and 2316 Ma age for marine shale: implications for Paleoproterozoic glacial events and the rise of atmospheric oxygen. *Earth and Planetary Science Letters*, 225(1-2):43–52. DOI: 10.1016/j.epsl.2004.06.013

65 Haqq-Misra J.; Domagal-Goldman, S.D.; Kasting, P.J.; Kasting, J.F. (2008) - A revised, hazy methane greenhouse for the Archean Earth. *Astrobiology*, 8(6) 1-11.

66 Hartmann, William K. (2003) - Megaregolith evolution and cratering cataclysm models—Lunar cataclysm as a misconception (28 years later). *Meteoritics &Planetary Science,* 38(4):579–593. DOI: 10.1111/j.1945-5100.2003.tb00028.x

67 Hartmann, William K.; Davis, Donald R. (1975) - Satellite-Sized Planetesimals and Lunar Origin. *Icarus*, 24:504-515.

68 Haskin, Larry A.; Korotev, R.L.; Rockow, K.L.; Jolliff, B.L. (1998) - The case for an Imbrium origin of the Apollo thorium-rich impact-melt breccias. Meteoritics & Planetary Science, 33 (5):959–979. DOI: 10.1111/j.1945-5100.1998.tb01703.x

69 Hazen, Robert M.; Papineau, D.; Bleeker, W.; Downs, R.T.; Ferry, J.M.; McCoy, T.J.; Sverjensky, D.A.; Yang, H. (2008) - Mineral evolution. *American Mineralogist*, 93(11-12):1693-1720. DOI: 10.2138/am.2008.2955

70 Hoffman, Paul F.; Kaufman, A.J.; Halverson, G.P.; Schrag, D.P. (1998) - A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281(5381):1342-1346. DOI: 10.1126/science.281.5381.1342

71 Hoffman, Paul F.; Schrag, D.P. (2002) – The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, 14(3):129–155. DOI: 10.1046/j.1365-3121.2002.00408.x

72 Holland, Heinrich D. (2002) - Volcanic gases, black smokers, and the Great Oxidation Event. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(21):3811–3826. DOI: 10.1016/S0016-7037(02)00950-X

73 Holland, Heinrich D. (2006) - The oxygenation of the atmosphere and oceans. *Philosophical Transactions of the Royal Society, B: Biological Sciences,* 361:903–915. DOI: 10.1098/rstb.2006.1838

74 Iizuka, Tsuyoshi; Komiya, T.; Ueno, Y.; Katayama, I.; Uehara, Y.; Maruyama, S.; Hirata, T.; Johnson, S.P.; Dunkley, D.J. (2007) - Geology and zircon geochronology of the Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada: New constraints on its tectonothermal history. Precambrian Research, 153(3-4):179–208. DOI: 10.1016/j.precamres.2006.11.017.

75 Isley, Ann E.; Abbott, Dallas H. (1999) - Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation. *Journal of Geophysical Research,* 104(B7):15461–77. DOI: 10.1029/1999JB900066

76 Jacobson, Seth A.; Morbidelli, A.; Raymond, S.N.; O'Brien, D.P.; Walsh, K.J.; Rubie, D.C. (2014) - Highly siderophile elements in Earth's mantle as a clock for the Moon-forming impact. *Nature,* 508(7494):84–87. DOI: 10.1038/nature13172

77 Javaux, Emmanuelle J. (2011) - Palaeontology: Microfossils from early Earth. *Nature Geoscience,* 4(10):663–665. DOI: 10.1038/ngeo1279.

78 Javaux, Emmanuelle J.; Marshall, C.P.; Bekker, A. (2010) - Organic-walled microfossils in 3.2-billion-year-old shallow-marine siliciclastic deposits. *Nature,* **463(7283):**934-938. DOI: 10.1038/nature08793

79 Jiang, G., Kennedy, M. J. & Christie-Blick, N. (2003) - Stable isotopic evidence for methane seeps in Neoproterozoic postglacial cap carbonates. *Nature*, 426(6968):822–826. DOI: 10.1038/nature02201

80 Joseph G. Meert (2012) - What's in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent. *Gondwana Research*, 21(4):987–993. doi:10.1016/j.gr.2011.12.002

81 Jutzi, M.; Asphaug, E. (2011) - Forming the lunar farside highlands by accretion of a companion moon. *Nature,* 476(7358):69–72. DOI: 10.1038/nature10289

82 Kant, Immanuel (1755 / 2009) - *Universal Natural History and Theory of the Heavens or An Essay on the Constitution and the Mechanical Origin of the Entire Structure of the Universe Based on Newtonian Principles* [Tradução por Ian C. Johnston de *Allgemeine Naturgeschichte und Theorie des Himmels oder Versuch von der Verfassung und dem mechanischen Ursprunge des ganzen Weltgebäudes nach Newtonischen Grundsätzen abgehandelt,* Johann Friedrich Petersen, Königsberg und Leipzig, 1755]. 162p., Richer Resources Publications, Arlington, Virginia, VA, U.S.A. ISBN: 978-1935238911.

83 Kasting, James F.; Howard, M. Tazewell (2006) - Atmospheric composition and climate on the early Earth. *Philosophical Transactions of the Royal Society, B: Biological Sciences,* 361:1733–1742. DOI: 10.1098/rstb.2006.1902.

84 Katsuta, N.; Shimizu, I.; Helmstaedt, H.; Takano, M.; Kawakami, S.; Kumazawa, M. (2012) - Major element distribution in Archean banded iron formation (BIF): influence of metamorphic differentiation. *Journal of Metamorphic Geology,* 30(5):457–472. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2012.00975.

85 Kennedy, Martin J.; Runnegar, B.; Prave, A.R.; Hoffman, K-H.; Arthur, M.A. (1998) - Two or four Neoproterozoic glaciations? *Geology,* 26(12):1059–1063. DOI: 10.1130/0091-7613(1998) 026<1059:TOFNG> 2.3.CO;2

86 Kennedy, Martin; Mrofka, D.; von der Borch, C. (2008) - Snowball Earth termination by destabilization of equatorial permafrost methane clathrate. *Nature,* 453(7195):642-645. DOI: 10.1038/nature06961

87 Kirschvink, Joseph (1992) - Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: the Snowball Earth. *In*: J. W. Schopf & C. Klein, *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*, pp.51-52, Cambridge University Press, ISBN: 9780521366151.

88 Kirschvink, Joseph L.; Kopp, Robert E. (2008) - Paleoproterozic icehouses and the evolution of oxygen mediating enzymes: the case for a late origin of Photosystem-II. *Philosophical Transactions of the Royal Society, B: Biological Sciences,* 363(1504):2755–2765.

89 Klein, Cornelis (2005) - Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. American Mineralogist, 90(10):1473–1499. DOI: 10.2138/am.2005.1871

90 Knoll, A.H. (1994) - Proterozoic and Early Cambrian protists: evidence for accelerating evolutionary tempo. *PNAS - Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA*, 91(15):6743–6750.

91 Konhauser, K.O., Amskold, L., Lalonde, S.V., Posth, N.R., Kappler, A., and Anbar, A. (2007) Decoupling photochemical Fe(II) oxidation from shallow-water BIF deposition. *Earth and Planetary Science Letters*, 258, 87–100.

92 Koonin, Eugene V. (2003) - Comparative genomics, minimal gene-sets and the last universal common ancestor. *Nature Reviews Microbiology* 1(2):127-136. DOI: 10.1038/nrmicro751

93 Kopp, Robert E.; Kirschvink, J.L.; Hilburn, I.A.; Nash, C.Z. (2005) - The Paleoproterozoic snowball Earth: A climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA,* 102(32):11131–11136. DOI: 10.1073/pnas.0504878102

94 Ku, Chuan; Nelson-Sathi, S.; Roettger, M.; Sousa, F.L.; Lockhart, P.J.; Bryant, D.; Hazkani-Covo, E.; McInerney, J.O.; Landan, G.; Martin, W.F. (2015) - Endosymbiotic origin and differential loss of eukaryotic genes. *Nature,* 524(7566):427–432. DOI: 10.1038/nature14963

95 Kvenvolden, Keith A.; Lawless, J.; Pering, K.; Peterson, E.; Flores, J.; Ponnamperuma, C.; Kaplan, I.R.; Moore, C. (1970) - Evidence for extraterrestrial amino-acids and hydrocarbons in the Murchison meteorite. *Nature,* 228(5275):923–926. DOI: 10.1038/228923a0

96 LaBerge, Gene L. (1973) - Possible biological origin of Precambrian iron-formations. *Economic Geology*, 68(7):1098–1109. DOI: 10.2113/gsecongeo.68.7.1098

97 Laskar, J.; Joutel, F.; Robutel, P. (1993) - Stabilization of the Earth's obliquity by the Moon. *Nature,* 361(6413):615 – 617. DOI: 10.1038/361615a0

98 Li, Z.X.; Bogdanova, S.V.; Collins, A.S.; Davidson, A.; de Waele, R. E.; Fitzsimons, I.C.W.; Fuck, R.A.; Gladkochub, D.P.; Jacobs, J.; Karlstrom, K.E.; Lu, S.; Natapov, L.M.; Pease, V.; Pisarevsky, S.A.; Thrane, K.; Vernikovsky, V. (2008) - Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research* 160(1-2):179–210. DOI: 10.1016/j.precamres.2007.04.021

99 Lonsdale, Peter (1977) - Clustering of suspension-feeding macrobenthos near abyssal hydrothermal vents at oceanic spreading centers. *Deep Sea Research*, 24(9):857–858, IN3–IN4, 859–863. DOI: 10.1016/0146-6291(77)90478-7. http://www.divediscover.whoi.edu/ventcd/pdf/PLonsdaleDSRv24.pdf

100 Love, Gordon D.; Grosjean, E.; Stalvies, C.; Fike, D.A.; Grotzinger, J.P.; Bradley, A.S.; Kelly, A.E.; Bhatia, M.;-Meredith, W.; Snape, C.E.; Bowring, S.A.; Condon, D.J.; Summons, R.E. (2009) - Fossil steroids record the appearance of Demospongiae during the Cryogenian period. *Nature.* 457(7230):718-721. DOI: 10.1038/nature07673

101a Lovelock, James E. (1972) - Gaia as seen through the atmosphere. *Atmospheric Environment*, 6(8):579–580. DOI: 10.1016/0004-6981(72)90076-5.

101b Lovelock, James E. (1979) - *Gaia: A new look at life on Earth.* Oxford University Press

102 Lowe, Donald R; Byerly, Gary R (1986) - Early Archean silicate spherules of probable impact origin, South Africa and Western Australia. *Geology*, 14(1):83-86. DOI: 10.1130/0091-7613(1986) 14<83:EASSOP> 2.0.CO;2

103 Lowe, Donald R.; Byerly, G.R.; Kyte, F.T.; Shukolyukov A.; Asaro, F.; Krull, A. (2003) -Spherule Beds 3.47–3.24 Billion Years Old in the Barberton Greenstone Belt, South Africa: A Record of Large Meteorite Impacts and Their Influence on Early Crustal and Biological Evolution. *Astrobiology*, 3(2):7-48.

104 Lyons, T. W.; Reinhard, C. T.; Planavsky, H. J. (2014) - The rise of oxygen in Earth’s early ocean and atmosphere. *Nature,* 506(7488):307–315. DOI: 10.1038/nature13068

105 Marmo Jukka S.; Ojakangas, Richard W. (1984) - Lower Proterozoic glaciogenic deposits, eastern Finland. Geological Society of America Bulletin, 95(9):1055–1062. DOI: 10.1130/0016-7606(1984)95<1055:LPGDEF>2.0.CO;2

106 Marshall, Craig P.; Emry, J.R.; Marshall, A.O. (2011) - Haematite pseudomicrofossils present in the 3.5-billion-year-old Apex Chert. *Nature Geoscience* 4(4):240–243. DOI:10.1038/ngeo1084

107 Meierhenrich, Uwe J.; Caro, G.M.M.; Bredehoft, J.H.; Jessberger, E.K.; ¶, and Wolfram H.-P. Thiemann, W.H.-P. (2004) - Identification of diamino acids in the Murchison meteorite. *PNAS - Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA,* 101(25):9182–9186. DOI: 10.1073/pnas.0403043101

108 Melezhik, Victor A. (2006) - Multiple causes of Earth's earliest global glaciation. *Terra Nova,* 18(2):130–137. DOI: 10.1111/j.1365-3121.2006.00672.x.

109 Mikhalsky, E.V.; Beliatsky, B.V.; Sheraton, J.W.; Roland, N.W. (2006) Two distinct Precambrian terranes in the Southern Prince Charles Mountains, East Antarctica: SHRIMP dating and geochemical constraints. *Gondwana Research*, 9(3):291–309. DOI: 10.1016/j.gr.2005.10.002.

110 Miller, Stanley L. (1953) - A Production of Amino Acids Under Possible Primitive Earth Conditions. *Science*, 117(3046):528-529. DOI: 10.1126/science.117.3046.528 http://abenteuer-universum.de/pdf/miller_1953.pdf

111 Mojzsis, S. J.; Arrhenius, G.; McKeegan, K.D.; Harrison, T.M.; Nutman, A.P.; Friend, C.R.L. (1996) - Evidence for life on Earth before 3,800 million years ago. *Nature*, 384:55–59. DOI: 10.1038/386738b0

112 Montmerle, Thierry; Augereau, J.-C.; Chaussidon, M.; Gounelle, M.; Marty, B.; Morbidelli, A. (2006) – Solar System Formation and Early Evolution: the First 100 Million Years. *Earth, Moon, and Planets*, 98(1-4):39-95. DOI: 10.1007/s11038-006-9087-5.

113 Moorbath, Stephen (2009) - The discovery of the Earth's oldest rocks. *Notes & Records of the Royal Society*, 63:381–392. DOI: 10.1098/rsnr.2009.0004

114 Mueller, W.U.; Corcoran, P.L.; Pickett, C. (2005) - Mesoarchean continental breakup: evolution and inferences from the >2.8 Ga Slave craton–cover succession, Canada. *Journal of Geology*, 113(1):23–45.

115 Mukasa, S.B.; Choi, S.H.; Andronikov, A.V.; Osanai, Y.; Harley, S.L.; Kelly, N.M., (2007) - Lu−Hf systematics of the ultra-high temperature Napier Complex, East Antarctica: Evidence for the early Archean differentiation of Earth's mantle. *10th International Symposium on Antarctic Earth Sciences*, U.S. Geological Survey and The National Academies; USGS OF-2007-1047, Extended Abstract 207.

116 Mutanen, Tapani; Huhma, Hannu (2003) - The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 75(1–2):51–68.

117 Newman, William L. (2007) - Age of the Earth. 20p., U.S. Geological Survey, Reston, VA, U.S.A.

118 Nisbet, E.G.; Sleep, N.H. (2001) - The habitat and nature of early life. *Nature*, 409(6823):1083–1091. DOI: 10.1038/35059210

119 Noffke, Nora; Christian, D.; Wacey, D.; Hazen, R.M. (2013) - Microbially Induced Sedimentary Structures Recording an Ancient Ecosystem in the ca. 3.48 Billion-Year-Old Dresser Formation, Pilbara, Western Australia. *Astrobiology*, 13(12):1103-1124. DOI: 10.1089/ast.2013.1030

120 Noffke, Nora; Eriksson, K.A.; Hazen, R.M.; Simpson, E.L. (2006) - A new window into Early Archean life: Microbial mats in Earth's oldest siliciclastic tidal deposits (3.2 Ga Moodies Group, South Africa). *Geology*, 34(4):253-256. DOI: 10.1130/G22246.1

121 Novoselov, A. A.; Serrano, P.; Pacheco, M. L. A. F.; Chaffin, M. S.; O'Malley-James, J. T.; Moreno, S. C.; Ribeiro, F. B. (2013) - From Cytoplasm to Environment: The Inorganic Ingredients for the Origin of Life. *Astrobiology*, 13(3):294-302. DOI: 10.1089/ast.2012.0836

122 Nutman, Allen P.; Friend, C.R.L.; Horie, K.; Hidaka, H. (2007) - The Itsaq Gneiss Complex of Southern West Greenland and the Construction of Eorarchean Crust at Convergent Plate Boundaries. *Developments in Precambrian Geology* 15:187–218. doi:10.1016/S0166-2635(07)15033-7.

123 Nutman, Allen P.; Friend, C.R.L.; Kinny, P.D.; McGregor, V.R. (1993) - Anatomy of an Early Archean gneiss complex: 3900 to 3600 Ma crustal evolution in southern West Greenland. Geology, 21(5):415-418. DOI: 10.1130/0091-7613(1993)021<0415:AOAEAG>2.3.CO;2

124 O'Connor, Clare M.; Adams, Jill U.; Fairman, Jennifer (2010) - *Essentials of Cell Biology*. NPG Education, Cambridge, MA, U.S.A.

125 O'Neil, Jonathan; Carlson, R.W.; Francis, D.; Stevenson, R.K. (2008) - Neodymium-142 Evidence for Hadean Mafic Crust. *Science*, 321(5897):1828-1831. DOI: 10.1126/science.1161925

126 O'Neil, Jonathan; Francis, D.; Carlson, R.W. (2011) - Implications of the Nuvvuagittuq Greenstone Belt for the Formation of Earth's Early Crust. *Journal of Petrology*, 52(5):985-1009. DOI: 10.1093/petrology/egr014.

127 Ohmoto, H., Watanabe, Y., Ikemi, H., Poulson, S.R., and Taylor, B.E. (2006) - Sulphur isotope evidence for an oxic Archean atmosphere. *Nature*, 442(7105):908–911. DOI: 10.1038/nature05044

128 Oparin, Alexander Ivanovich (1924 [1957]) - *The Origin of Life on the Earth*. 495p., Translated from the Russian by Anne Synge, Academic Press, New York, NY, U.S.A.

129 Owen, Tobias C. (1999) - What do we know about the origin of the earth's oceans? Is it more likely that they derive from icy comets that struck the young earth or from material released from the earth's interior during volcanic activity? *Scientific American*, 21 October 1999.

130 Park, John K. (1997) - Paleomagnetic evidence for low-latitude glaciation during deposition of the Neoproterozoic Rapitan Group, Mackenzie Mountains, N.W.T., Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34(1):34-49. DOI: 10.1139/e17-003

131 Patel, Bhavesh H.; Percivalle, C.; Ritson, D.J.; Duffy, C.D.; Sutherland, J.D. (2015) - Common origins of RNA, protein and lipid precursors in a cyanosulfidic protometabolism. *Nature Chemistry,* **7**(4):301–307. DOI: 10.1038/NCHEM.2202

132 Patel, Bhavesh H.; Percivalle, C.; Ritson, D.J.; Duffy, C.D.; Sutherland, J.D. (1015) - Common origins of RNA, protein and lipid precursors in a cyanosulfidic protometabolism. *Nature Chemistry,* 7(4):301–307. DOI: 10.1038/nchem.2202

133 Penny, D.; Foulds, L.R.; Hendy, M. D. (1982) - Testing the theory of evolution by comparing phylogenetic trees constructed from five different protein sequences. *Nature*, 297(5863):197–200. DOI: 10.1038/297197a0

134 Pettijohn, F.J. (1943) - Basal Huronian Conglomerates of Menominee and Calumet Districts, Michigan. *Journal of Geology,* 51(6):387–397.

135 Philippot, Pascal ; Zuilen, M.V.; Lepot, K.; Thomazo, C.; Farquhar, J.; Kranendonk, M.J.V. (2007) - Early Archaean Microorganisms Preferred Elemental Sulfur, Not Sulfate. *Science*, 317(5844):1534-1537. DOI: 10.1126/science.1145861.

136 Pinti, Daniele L. (2005) - The Origin and Evolution of the Oceans. *In*: M. Gargaud, B. Barbier, H. Martin & J. Reisse (Eds.), *Lectures in Astrobiology*, vol. 1, pp. 83-112, Springer-Verlag Berlin Heidelberg. ISBN: 978-3540262299. DOI: 10.1007/10913406_4

137 Piper, John D.A. (2013) - A planetary perspective on Earth evolution: Lid Tectonics before Plate Tectonics. *Tectonophysics*. 589:44-56. DOI: 10.1016/j.tecto.2012.12.042

138 Piper, John D.A. (2013) - Continental velocity through Precambrian times: The link to magmatism, crustal accretion and episodes of global cooling. *Geoscience Frontiers*, 4(1):7-36. DOI: 10.1016/j.gsf.2012.05.008

139 Porter, Susannah M.; Knoll, Andrew H. (2000) – Testate amoebae in the Neoproterozoic Era: evidence from vase-shaped microfossils in the Chuar Group, Grand Canyon. *Paleobiology*, 26(3):360-385. DOI: 10.1666/0094-8373(2000)026<0360:TAITNE>2.0.CO;2

140 Rasmussen, Birger; Fletcher, I.R.; Brocks, J.J.; Kilburn, M.R. (2008) - Reassessing the first appearance of eukaryotes and cyanobacteria. *Nature,* 455(7216):1101-1104. DOI: 10.1038/nature07381.

141 Rasmussen; Birger; Fletcher, I.R.; Brocks, J.J.; Kilburn, M.R. (2008) - Reassessing the first appearance of eukaryotes and cyanobacteria. *Nature*, 455(7216):1101-1104. DOI: 10.1038/nature07381

142 Ridgewell, Andy J.; Kennedy, M.J.; Caldeira, K. (2003) - Carbonate Deposition, Climate Stability, and Neoproterozoic Ice Ages. *Science,* 302(5646):859–862. DOI: 10.1126/science.1088342

143 Riding, Robert (1999) - The term stromatolite: towards an essential definition. *Lethaia,* 32(4):321–330. DOI: 10.1111/j.1502-3931.1999.tb00550.x.

144 Robinson R. (2005) - Jump-starting a cellular world: investigating the origin of life, from soup to networks. *PLoS,* 3(11):e396. DOI: 10.1371/journal.pbio.0030396

145 Rogers, A.W. (1906) The glacial beds in the Griqua Town Series. *Report of the South African Association for the Advancement of Science*, 4:261-265, Cape Town.

146 Rogers, John J. W. (1996) - A History of Continents in the past Three Billion Years. *The Journal of Geology,* 104(1):91-107.

147 Roscoe, S.M.; Card, K.D. (1993) - The reappearance of the Huronian in Wyoming: rifting and drifting of ancient continents. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(12):2475-2480. DOI: 10.1139/e93-214

148 Rosing, Minik Thorleif; Frei, Robert (2004) - U-rich Archaean sea-floor sediments from Greenland-indications of >3700 Ma Oxygenic photosynthesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 217(3-4):237-244. DOI: 10.1016/S0012-821X(03)00609-5

149 Rothschild, Lynn J.; Mancinelli, Rocco L. (2001) - Life in extreme environments. *Nature,* 409:1092-1101. DOI: 10.1038/35059215

150 Rye, Rob; Kuo, P.H.; Holland, H.D. (1995) - Atmospheric carbon dioxide concentrations before 2.2 billion years ago. *Nature*, 378(6557):603–605. DOI: 10.1038/378603a0.

151 Sagan, Carl (1994 [1997]) - Pale Blue Dot: A Vision of the Human Future in Space. 429p., Random House. ISBN: 9780679438410

152 Sagan, Carl; Mullen, George (1972) - Earth and Mars, evolution of atmospheres and surface temperatures. *Science*, 177(4043):52–56. DOI: 10.1126/science.177.4043.52.

153 Sagan, Lynn (1967) - On the origin of mitosing cells. *Journal of Theoretical Biology*, 14(3):225–274. DOI: 10.1016/0022-5193(67)90079-3

154 Sarafian, Adam R.; Nielsen, S.G.; Marschall, H.R.; McCubbin, F.M.; Monteleone, B.D. (2014) - Early solar system. Early accretion of water in the inner solar system from a carbonaceous chondrite-like source. Science, 346(6209):623-626. DOI: 10.1126/science.1256717

155 Schmidt, P.W.; Williams, G.E. (1999) - Paleomagnetism of the Paleoproterozoic hematitic breccia and paleosol at Ville- Marie, Québec: further evidence for the low paleolatitude of Huronian glaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 172(3-4):273–285. DOI: 10.1016/S0012-821X(99)00201-0

156 Schopf, J.W.; Packer, B.M. (1987) - Early Archean (3.3-billion to 3.5-billion-year-old) microfossils from Warrawoona Group, Australia. *Science*, 237(4810):70-73. DOI: 10.1126/science.11539686

157 Schrodinger, Erwin (1944) – *What is Life?* Cambridge University Press, Cambridge, U.K. http://whatislife.stanford.edu/LoCo_files/What-is-Life.pdf

158 Schwartz, Robert M.; Dayhoff, Margaret O. (1978) - Origins of prokaryotes, eukaryotes, mitochondria, and chloroplasts. *Science.* 199(4327):395–403. DOI: 10.1126/science.202030.

159 Shen, Yanan; Buick, R.; Canfield, D.E. (2001) - Isotopic evidence for microbial sulphate reduction in the early Archean era. *Nature,* 410(6824):77–81. DOI: 10.1038/35065071.

160 Shen, Yanan; Farquhar, J.; Masterson, A.; Kaufman, A.J.; Buick, R. (2009) - Evaluating the role of microbial sulfate reduction in the early Archean using quadruple isotope systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 279(3-4):383–391. DOI: 10.1016/j.epsl.2009.01.018

161 Shields, G. A. (2008) - Palaeoclimate: Marinoan meltdown. *Nature Geoscience,* **1**(6):351–353. DOI: 10.1038/ngeo214

162 Shirey, S.B.; Richardson, S.H. (2011) -Start of the Wilson Cycle at 3 Ga Shown by Diamonds from Subcontinental Mantle. *Science* 333(6041):434–436. doi:10.1126/science.1206275

163 Simonson, Bruce M.; Hassler, Scott W. (1996) - Was the deposition of large Precambrian iron formations linked to major marine transgressions? *Journal of Geology*, 104(6):665–676.

164 Sleep, Norman H. (2010) - The Hadean-Archaean Environment. *Cold Spring Harbor Perspectives in Biology,* 2(6):a002527. DOI: 10.1101/cshperspect.a002527

165 Sleep, Norman H.; Zahnle, K.; Neuhoff, P.S. (2001) - Initiation of clement surface conditions on the earliest Earth. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA,* 98(7):3666–3672. DOI: 10.1073/pnas.071045698.

166 Smirnov, Aleksey V.; Evans, D.A.D.; Ernst, R.E.; Söderlund, U.; Li, Z-X (2013) - Trading partners: Tectonic ancestry of southern Africa and western Australia, in Archean supercratons Vaalbara and Zimgarn. *Precambrian Research*, 224:11–22. DOI: 10.1016/j.precamres.2012.09.020

167 Sohl, L. E.; Christie-Blick, N.; Kent, D.V. (1999) - Paleomagnetic polarity reversals in Marinoan (ca. 600 Ma) glacial deposits of Australia; implications for the duration of low-latitude glaciation in Neoproterozoic time. *Geological Society of America Bulletin,* 111(8):1120–1139. DOI: 10.1130/0016-7606(1999)111<1120:PPRIMC>2.3.CO;2 (1999).

168 Steel, Mike; Penny, David (2010) - Origins of life: common ancestry put to the test. *Nature,* 465(7295):168–9. DOI: 10.1038/465168a.

169 Stern, R.J.; Avigad, D.; Miller, N.R.; Beyth, M. (2006) - Evidence for the Snowball Earth hypothesis in the Arabian-Nubian Shield and the East African Orogen. *Journal of African Earth Sciences*, 44(1):1–20. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2005.10.003

170 Stevenson, D.J. (1987) - Origin of the Moon - The Collision Hypothesis. Annual *Review of Earth and Planetary Sciences*,15:271-315. DOI: 10.1146/annurev.ea.15.050187.001415

171 Strand, Kari O.; Laajoki, K (1993) - Palaeoproterozoic glaciomarine sedimentation in an extensional tectonic setting: the Honkala Formation, Finland. *Precambrian Research*, 64(1-4):253–271. DOI: 10.1016/0301-9268(93)90080-L

172 Summons, Roger E.; Jahnke, L.L.; Hope, J.M.; Logan, G.A. (1999) - 2-Methylhopanoids as biomarkers for cyanobacterial oxygenic photosynthesis. *Nature*, 400(6744):554–557. DOI: 10.1038/23005

173 Swallow, J.C. (1969) - History of the Exploration of the Hot Brine Area of the Red Sea: DISCOVERY Account. *In:* Egon T. Degens & David A. Ross (eds.), *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea*, pp. 3-9, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. ISBN: 978-3662271209. DOI: 10.1007/978-3-662-28603-6_1

174 Tajika, Eiichi; Matsu, Takafumi (1993) - Degassing history and carbon cycle of the Earth: From an impact-induced steam atmosphere to the present atmosphere. *Lithos*, 30:267-280.

175 Tang, Haoshu; Chen, Yanjing (2013) - Global glaciations and atmospheric change at ca. 2.3 Ga. *Geoscience Frontiers*, 4(5):583–596. DOI: 10.1016/j.gsf.2013.02.003. Open Access

176 Taylor, Dianne J.; McKeegan, Kevin D.; Harrison, T. Mark (2009) - Lu–Hf zircon evidence for rapid lunar differentiation. *Earth and Planetary Science Letters*, 279(3-4):157–164. DOI: 10.1016/j.epsl.2008.12.030

177 Tera, Fouad; Papanastassiou, D.A.; Wasserburg, G.J. (1974) - Isotopic evidence for a terminal lunar cataclysm. *Earth and Planetary Science Letters*, 22(1):1-21. DOI: 10.1016/0012-821X(74)90059-4

178 Theobald, D.L. (2010) - A formal test of the theory of universal common ancestry. *Nature,* 465(7295):219–222. DOI: 10.1038/nature09014

179 Touboul, M.; Kleine, T.; Bourdon, B.; Palme, H.; Wieler, R. (2007) - Late formation and prolonged differentiation of the Moon inferred from W isotopes in lunar metals. *Nature,* 450(7173):1206-1209. DOI: 10.1038/nature06428

180 Trendall, A.F.; Blockley, J.G. (1970) - The iron formations of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia. *Geological Survey of Western Australia Bulletin*, 119, 366.

181 Turner, J.S. (1969) - A Physical Interpretation of the Observations of Hot Brine Layers in the Red Sea. *In:* Egon T. Degens & David A. Ross (eds.), *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea*, pp.164-173, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. ISBN: 978-3662271209. DOI: 10.1007/978-3-662-28603-6_18

182 Valley, John W.; Cavosie, A.J.; Ushikubo, T.; Reinhard, D.A.; Lawrence, D.F.; Larson, D.J.; Clifton, P.H.; Kelly, T.F.; Wilde, S.A.; Moser, D.E.; Spicuzza, M.J.(2014) - Hadean age for a post-magma-ocean zircon confirmed by atom-probe tomography. *Nature Geoscience,* 7(3):219–223. DOI: 10.1038/ngeo2075.

183 Vidal, Gonzalo; Knoll, Andrew H. (1982) - Radiations and extinctions of plankton in the late Proterozoic and early Cambrian. Nature, 297(5861):57–60. DOI: 10.1038/297057a0

184 Vidal, Gonzalo; Moczydlowska-Vidal, Małgorzata (1997) - Biodiversity, speciation, and extinction trends of Proterozoic and Cambrian phytoplankton. *Paleobiology*, 23(2):230–246. DOI: 10.1017/S0094837300016808

185 Visser, J.N.J., (1971) - The deposition of the Griquatown glacial member in the Transvaal Supergroup. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 74:187–199.

186 von Brunn, V.; Gold, D.J.C. (1993) - Diamictite in the Archaean Pongola sequence of southern Africa. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 16(3):367-374. DOI: 10.1016/0899-5362(93)90056-V

187 Wacey, D.; Kilburn, M. R.; Saunders, M.; Cliff, J.; Brasier, M.D (2011) - Microfossils of sulphur-metabolizing cells in 3.4-billion-year-old rocks of Western Australia. *Nature Geoscience,* 4(10):698–702. DOI: 10.1038/ngeo1238

188 Wacey, D.; McLoughlin, N.; Whitehouse, M.J.; Kilburn, M.R. (2010) - Two coexisting sulfur metabolisms in a ca. 3400 Ma sandstone. *Geology,* 38(12):1115–1118. DOI: 10.1130/G31329.1

189 Wächtershäuser, G. (1990) - Evolution of the first metabolic cycles. *PNAS - Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA,* 87(1): 200–204. DOI: 10.1073/pnas.87.1.200.

190 Walker, James C.G. (1985) - Carbon dioxide on the early earth. *Origins of Life and Evolution of the Biosphere* 16(2):117–127. DOI: 10.1007/BF01809466

191 Wallis, Jamie; Miyake, N.; Hoover, R.B.; Oldroyd, A.; Wallis, D.H.; Samaranayake, A.; Wickramarathne, K.; Wallis, M.K.; Gibson, C.H.; Wickramasinghe, N.C. (2013) - The Polonnaruwa meteorite: oxygen isotope, crystalline and biological composition. *Journal of Cosmology,* 22(2):1845.

192 Wasserburg, G. J.; Papanastassiou, D. A.; Tera, F.; Huneke, J. C. (1977) - Outline of a lunar chronology. *Philosophical Transactions of the Royal* ***Society*** *A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 285:7-22. DOI: 10.1098/rsta.1977.0039.

193 Watson, E.B.; Harrison, T.M. (2005) - Zircon Thermometer Reveals Minimum Melting Conditions on Earliest Earth. *Science*, 308(5723):841-844. DOI: 10.1126/science.1110873

194 Wickramasinghe, N.C.; Wallis, J.; Wallis, D.H.; Samaranayake, Anil (2013). Fossil Diatoms in a New Carbonaceous Meteorite. *Journal of Cosmology*, 21(37):1–14.

195 Wilde, S.A.; Valley, J.W.; Peck, W.H.; Graham, C.M. (2001) - Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature* 409(6817):175–78. DOI: 10.1038/35051550.

196 Williams, G.E.; Schmidt, P.W. (1997) - Paleomagnetism of the Paleoproterozoic Gowganda and Lorrain formations, Ontario: low paleolatitude for Huronian glaciations.. *Earth and Planetary Science Letters*, 153(3-4):157–169. DOI: 10.1016/S0012-821X(97)00181-7

197 Williams, Harold; Hoffman, P.F.; Lewry, J.F.; Monger, J.W.H.; Rivers, T. (1991) - Anatomy of North America: thematic geologic portrayals of the continent. *Tectonophysics*, 187(1-3):117±134. DOI: 10.1016/0040-1951(91)90416-P

198 Williams, Matt (2014) - *What Percent of Earth is Water? In*: www.universetoday.com *http://www.universetoday.com/65588/what-percent-of-earth-is-water/*

199 Wilson, J. Tuzo (1966) - Did the Atlantic close and then re-open?. *Nature,* **211**(5050):676–681. DOI: 10.1038/211676a0

200 Wilson, J. Tuzo (1968) - Static or mobile Earth: The current scientific revolution. *Proceedings of the American Philosophical Society,* 112(5):309-320.

201 Yin, Qingzhu; Jacobsen, S. B.; Yamashita, Y.; Blichert-Toft, J.; Télouk, P.; Albarède, F. (2002) - A short timescale for terrestrial planet formation from Hf–W chronometry of meteorites. *Nature,* 418:949-952. DOI: 10.1038/nature00995.

202 Young, Grant M. (1970) - An extensive early proterozoic glaciation in North America? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 7(2):85–101. DOI: 10.1016/0031-0182(70)90070-2

203 Young, Grant M. (1976) - Iron-formation and glaciogenic rocks of the Rapitan Group, Northwest Territories, Canada. Precambrian Research, 3(2):137–158. DOI: 10.1016/0301-9268(76)90030-9

204 Young, Grant M. (2013) - Evolution of Earth's climatic system: Evidence from ice ages, isotopes, and impacts. *GSA Today*, 23(10):4-10. DOI: 10.1130/GSATG183A.1

205 Young, Grant M.; von Brunn, V.; Gold, D.J.C.; Minter, W.E.L. (1998) - Earth's Oldest Reported Glaciation: Physical and Chemical Evidence from the Archean Mozaan Group (~ 2.9 Ga) of South Africa. *The Journal of Geology,* 106(5):523-538. DOI: 10.1086/516039)

206 Zegers, T.E.; de Wit, M.J.; Dann, J.; White, S.H. (1998) - Vaalbara, Earth's oldest assembled continent? A combined structural, geochronological, and palaeomagnetic test. Terra Nova, 10(5):250±259. DOI: 10.1046/j.1365-3121.1998.00199.x

207 Zeh, Armin; Gerdes, A.; Klemd, R.; Barton, J.M. (2007) - Archaean to Proterozoic Crustal Evolution in the Central Zone of the Limpopo Belt (South Africa - Botswana): Constraints from Combined U-Pb and Lu-Hf Isotope Analyses of Zircon. *Journal of Petrology*, 48(8):1605-1639. DOI: 10.1093/petrology/egm032.

208 Zhao, Guochun; Cawood, P.A.; Wilde, S.A.; Sun,M. (2002) - Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Science Reviews*, 59(1-4):125–162. DOI: 10.1016/S0012-8252(02)00073-9

209 Zhao, Guochun; Sun, M.; Wilde, S.A.; Li, S.Z. (2004) - A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup". *Earth-Science Reviews,* 67(1-2):91–123. DOI: 10.1016/j.earscirev.2004.02.003.

Origem das figuras

Figura I.1 – Imagem do disco dourado da Voyager extraído do web site da NASA: http://voyager.jpl.nasa.gov/spacecraft/goldenrec.html

Figura I.2 – Imagem do "pálido ponto azul" adaptado do web site da NASA http://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA00452

Figura I.3 – Imagem satelitária da Terra. Crédito: NASA/MODIS/USGS

Figura I.4 - Presumível composição da atmosfera terrestre ao longo do tempo, adaptado do web site Scientific Psychic, de António Zamora (2015).

Figura I.5 – Fotografia de um zircão de Jack Hills, na Austrália Ocidental. Imagem extraída de Bowring (2014) [16], p.170, figura 1. Crédito da imagem: John Valley.

Figura I.6 – Fotografia de um fragmento do meteorito de Murchison. Fotografia de Chip Clark / Smithsonian Institution; extraído de http://forces.si.edu/atmosphere/04_00_04.html .

Figura I.7 – Fotografia da chaminé negra (*black smoker*) da crista média das ilhas Caimão, tirada com o veículo de operação remota (ROV) *Jason*, da Woods Hole Oceanographic Institution. Fotografia cedida por Chris German e extraída do *web site* da instituição referida.

Figura I.8 – Fotografias de microestruturas interpretadas como microfósseis adaptadas de Wacey *et al*. (2011) [187].

Figura I.9 – Imagens de microfósseis do cherte de Apex adaptadas de Garwood (2012), p.9, figura 9 [58]

Figura I.10 – Fotografias das esférulas de Barbeton, adaptadas de Lowe *et al*. (2003), figura 6 [103].

Figura I.11 – Fotografia de uma formação de ferro bandado de Fortescue Falls, na Austrália, extraída do web site Travelling Australia. Crédito: Karijini National Park, WA, Austrália.

Figura I.12 – Fotografia dos estromatólitos de Shark Bay, na Austrália Ocidental, extraída da web page "Earth surface environments and processes", de Steve Kershaw.

Figura I.13 - Fotografia de uma superfície polida de um estromatólito de Strelley Pool extraída de Allwood *et al*. (2009) [3].

Figura I.14 – Evolução esquemática dos gases atmosféricos e de outros parâmetros ambientais baseada em vários trabalhos referidos na bibliografia.

Figura I.15 – Reconstituição especulativa da Kenorlândia baseada em vários trabalhos referidos na bibliografia.

Figura I.16 – Origem das mitocôndrias e cloroplastos segundo a teoria endossimbiótica adaptado de *Essentials of Cell Biology,* de O'Connor *et al.* (2010), em Scitable by Nature Education [124].

Figura I.17 – Microfotografias de alguns acritarcas representativos do Proterozóico adaptadas de Knoll (1994: 6746), figura 4 [90].